

# **Геология и полезные ископаемые России**







МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ





# ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РОССИИ

**В шести томах**

**Главный редактор**

***В. П. Орлов***

**Заместители главного редактора**

*И. С. Грамберг, Л. И. Красный, А. И. Кривцов,  
Н. П. Лаверов, О. В. Петров, В. С. Сурков, А. Д. Щеглов*

**Главная редакционная коллегия**

*Б. А. Яцкевич, В. А. Амантов, Е. А. Басков, М. Д. Белонин, Г. М. Беляев,  
Б. А. Блюман, Б. А. Борисов, Н. К. Булин, А. С. Вольский,  
В. А. Евстахин, А. И. Жамойда, В. П. Кириков, И. В. Кунаев,  
А. Э. Конторович, В. П. Коробейников, Н. С. Малич, К. А. Марков,  
В. Л. Масайтис, Е. Е. Милановский, Н. В. Милетенко, Е. П. Миронок,  
Б. М. Михайлов, А. Ф. Морозов, В. Д. Наливкин, Л. В. Оганесян,  
Б. В. Петров, Ю. Е. Погребницкий, В. К. Путинцев, В. К. Ротман,  
А. К. Соколовский, О. И. Супруненко, В. М. Терентьев, А. Г. Тихомиров,  
В. Е. Хаин, М. Г. Харламов, Г. Н. Шапошников, Ю. М. Щувалов,  
К. Э. Якобсон*

**Ученый секретарь Н. Г. Власов**



ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
им. А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

ТОМ  
3

# ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

**Редактор *Н. С. Малич***

**Соредакторы**  
*Е. П. Миронюк, Е. В. Тузанова*

**Редакционная коллегия третьего тома**

*Т. А. Баженова, Е. А. Басков, А. И. Дорожков, В. И. Драгунов,  
М. Л. Кавицкий, В. А. Люлько, А. К. Мкртычян, А. Ф. Морозов,  
Г. С. Низамов, О. В. Перевалов, О. В. Петров, О. Н. Симонов,  
Ю. Л. Сластенов, В. С. Старосельцев, В. С. Сурков*

**Ученый секретарь *В. Н. Егоров***





ББК 26.3

Г 36

УДК 55+553.3/.9(571.5)

**Восточная Сибирь** // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах / Гл. ред. В. П. Орлов, Т. З. Ред. Н. С. Малич. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. — 396 с. (МНП РФ, РАН, ВСЕГЕИ).

**ISBN 5-93761-044-X**

Обобщены современные материалы по глубинному строению, геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы, Енисейского кряжа и Таймыра. Опорными источниками для расшифровки глубинного строения явились трансрегиональные сейсмические профили. Поэтапно, для геологической истории длительностью свыше 3,5 млрд лет, на основе структурно-формационного анализа раскрывается геологическое строение главных структур региона — фундамента и чехла платформы, складчато-надвиговых областей и зон тектономагматической активизации. Осуществлена типизация палеоструктур всех тектонических циклов и отдельных этапов, которые свидетельствуют о направленном характере формирования континентальной земной коры. Приводится характеристика всех важнейших месторождений твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых с указанием их связи с рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами и формациями. Комплексный анализ факторов, определяющих положение месторождений в пространстве и времени, указывает, что при перманентности металлогенических циклов отдельные эпохи являются критическими для формирования уникальных объектов. Металлогеническое районирование по каждому из металлогенических циклов учитывает особенности возникновения и локализации полезных ископаемых в осадочных бассейнах, в разнообразных магмоактивных структурах, особенно рифтогенных.

Для геологов, геофизиков, экономистов, руководителей администраций субъектов Российской Федерации, планирующих организаций, преподавателей и студентов вузов.

Ил. 75, прил. 13, список лит. 181 назв.

ББК 26.3

Г 36

**ISBN 5-93761-044-X**

- © Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 2002
- © Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2002
- © Коллектив авторов, 2002

# GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF RUSSIA

Six volumes

**Editor-in-chief *V. P. ORLOV***

Deputy editors-in-chief

*I. S. Gramberg, L. I. Krasny, A. I. Krivtsov, N. P. Laverov, O. V. Petrov,  
V. S. Surkov, A. D. Shcheglov*

Scientific secretary *N. G. VLACOV*

Volume 3

## East Siberia

Editor *N. S. MALICH*

Deputy editors *E. P. Mironyuk, E. V. Tuganova*

Scientific secretary *V. N. Egorov*

УДК 55+553.3/9.(571.5)

ББК 26.3

Г 36

**East Siberia** // Geology and mineral resources of Russia. Six volumes / Editor-in-chief V. P. Orlov. Volume 3. Editor N. S. Malich. — SPb.: VSEGEI Press, 2002.

ISBN 5-93761-044-X

Available materials on deep structure, geology and mineral resources of the Siberian Platform, Enisei Ridge, and Taimyr are generalized. The deep structure was deciphered by means of transregional seismic profiles. For geological history over 3.5 Ga, geological pattern of main structures of the region — the platform basement and cover, overthrust areas and zones of tectonomagmatic activity — gradually comes to light by means of structural analysis. Typification of paleostructures is carried out for all tectonic cycles and individual stages, which evidence the directional pattern of the continental crust formation. Characterization of all the most important deposits of solid, liquid and gaseous mineral resources is given as well as their association with ore controlling and ore enclosing structures and formations. Comprehensive analysis of factors controlling the position of mineral deposits in time and space evidence that although metallogenic cycles are permanent, individual epochs are critical for generating unique bodies. Metallogenic zonation of each metallogenic cycle takes into account peculiarities of emergence and localization of mineral deposits in sedimentary basins, various (particularly riftogenic) structures of active magma.

For geologists, geophysicists, economists, heads of administrations of subjects of the Russian Federation, planning organizations, teachers and students.

Ill. 75, appen. 13, ref. 181.

ББК 26.3

Г 36

ISBN 5-93761-044-X

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Насущной необходимостью для государств, развитых в экономическом отношении, является периодическое обобщение сведений по геологическому строению и полезным ископаемым их территории, что важно для их благосостояния и высокого уровня промышленного производства. Такие обобщения осуществлялись в дореволюционной России сотрудниками Геологического комитета, а затем в СССР специалистами Государственной геологической службы и Академии наук. В последнее издание серии «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» входят тома «Русская платформа» (т. 1, 1985), «Сибирская платформа» (т. 4, 1987), «Алтай-Саянский и Забайкало-Верхне-Амурский регионы» (т. 7, кн. 1 и 2, 1986, 1988), «Восток России» (т. 8), «Моря Советской Арктики» (т. 9, 1984), «Геологическое строение и минералогия СССР» (т. 10, кн. 1 и 2, 1989). Заключительные книги монографии, посвященные организации геологической службы и развитию минерально-сырьевой базы СССР, изданы в 1993 г. Перечисленные публикации отражают состояние знаний на начало-середину восьмидесятых годов.

В конце XX века назрела необходимость сделать новое обобщение, чтобы подвести итоги изучения геологического строения и полезных ископаемых, определить пути дальнейших поисков и освоения полезных ископаемых (особенно дефицитных и новых их видов), а также рассмотреть геологические и сейсмотектонические условия суши и акваторий России и дать предложения по улучшению геологической ситуации и уточнению сейсмического районирования. Одновременно подвести итоги фундаментальных научных геолого-геофизических исследований, выполненных на территории России, с учетом результатов, полученных в сопредельных странах.

В настоящее время в Государственной геологической службе России существуют сложные проблемы, возникшие из-за того, что при распаде СССР месторождения ряда полезных ископаемых оказались за пределами Российской Федерации. Принимая во внимание это обстоятельство, а также интенсивный рост добычи минерального сырья во всем мире и тот факт, что поиски новых месторождений в достаточно изученной стране всегда связаны с большими затратами средств и времени, особенно важно осуществить сводку новейших данных по геологии и минералогии России. При этом необходимо проанализировать и обобщить материалы, содержащиеся в многочисленных изданных и готовящихся к изданию комплектах Государственных геологических карт новых серий масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000, в опубликованных монографиях и статьях, в рецензиях многих региональных совещаний.

*В томах монографии, посвященных главным геолого-структурным подразделениям России, сосредоточены результаты комплексных региональных исследований глубинного строения литосферы, геологического строения и развития регионов. При этом осуществляется научный прогноз распространения полезных ископаемых на соответствующих территориях и акваториях. Известно, что территория России и соседних государств Северной Евразии вместе с омывающими их морями — ключ к познанию закономерностей строения и размещения полезных ископаемых крупного сегмента Земли.*

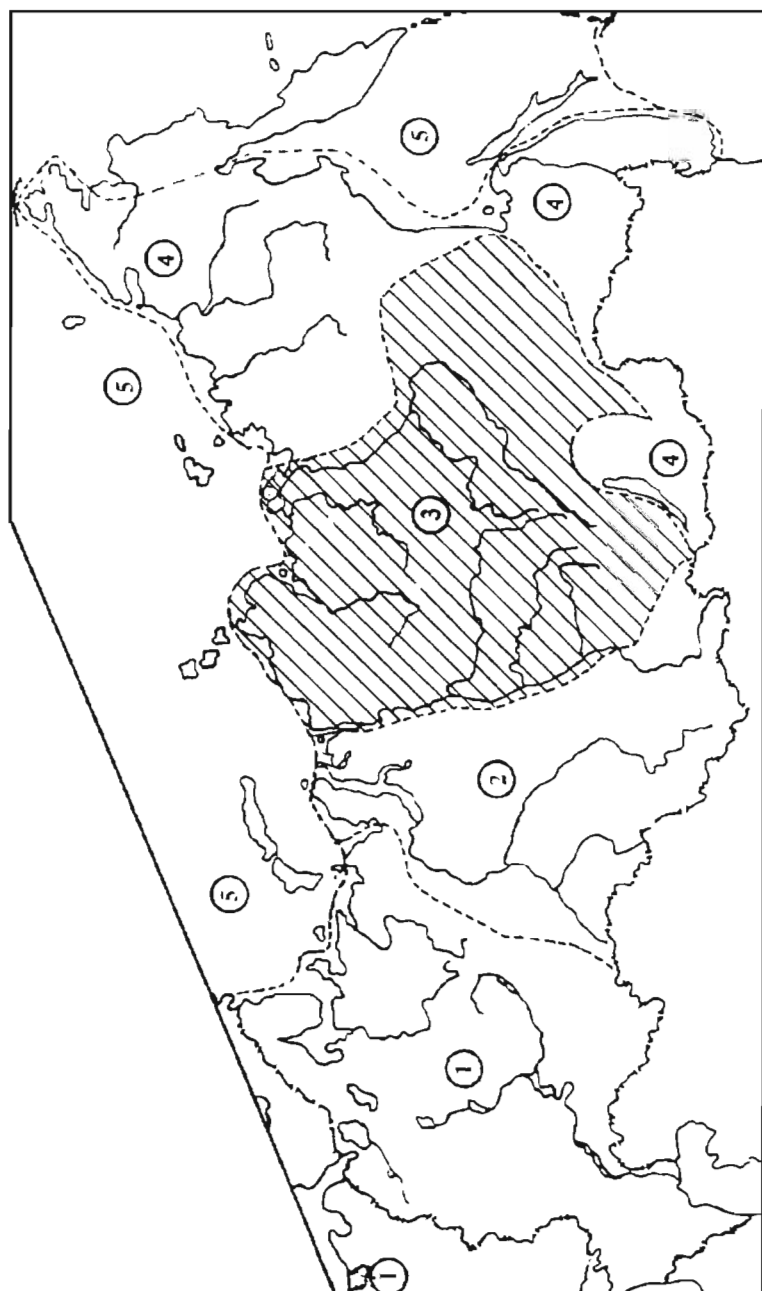
*Монография «Геология и полезные ископаемые России» предназначена для широкого круга читателей: геологов разных специальностей, сотрудников геологических комитетов и территориальных администраций; предпринимателей, осваивающих месторождения полезных ископаемых; лиц, занимающихся изучением и охраной окружающей среды, предсказанием геологических катастроф; сотрудников научных учреждений, преподавателей и студентов старших курсов вузов.*

*Выход третьего тома монографии в свет — знаменательное событие для отечественной геологии.*

**Главная редколлегия**



# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ ТОМАМ



Номера и названия региональных томов (на схеме номера томов в кружках). 1 — Запад России и Урал; 2 — Западная Сибирь; 3 — Восточная Сибирь; 4 — Восток России; 5 — Арктические и Дальневосточные моря (аклюная полустров Камчатка).

В третьем томе шеститомника «Геология и полезные ископаемые России» рассмотрены геологическое строение и полезные ископаемые одного из крупнейших регионов Севера Азии — Восточной Сибири. В его состав, кроме Сибирской платформы (СП), включены территория п-ова Таймыр, который длительный период развития был связан с платформой, и ряд подвижных областей, прилегающих к платформе на западе, юге и юго-востоке (Енисейский кряж, Восточный Саян).

В основном регион занимает центральную и северную части Восточной Сибири. Он расположен между реками Енисей (на западе) и Лена (с Алданом) на востоке, являющимися гигантскими водными артериями, с притоками (Ангара, Подкаменная Тунгуска, Нижняя Тунгуска, Курейка, Вилюй), а также реками Хатанга, Анабар, Оленек, Маймеча, Котуй и др. Это разветвленная речная система, пересекающая Восточную Сибирь в субмеридиональном, субширотном и других направлениях. Енисей и Лена — наиболее полноводные реки России. Местами ширина их составляет несколько десятков километров. Долина Енисея в низовьях достигает 100 км при глубине русла 50 м. До 75 % годового стока реки получают от таяния снегов, горных ледников и дождей, 25 % — за счет грунтовых вод. В период весеннего половодья уровень крупных рек поднимается до нескольких десятков метров, например, р. Лена — до 10 м, р. Нижняя Тунгуска — до 25 м. Территория Восточной Сибири, за исключением Северо-Сибирской и Центральноякутской низменностей, представляет собой горную страну и плоскогорье с максимальными отметками в пределах последнего до 1750 м (северная часть плато Путорана).

По природным особенностям Восточная Сибирь — континентальная страна. Только ее северную часть омывают моря Северного Ледовитого океана — Карское и Лаптевых — гигантские хранилища льда. Следствием резкоконтинентального климата является широкое развитие многолетнемерзлых пород, область распространения которых достигает 3 млн км<sup>2</sup>, а мощность промерзающих слоев 200—700 м, местами до 1,5 км (бассейн р. Марха в Якутии).

Лесные ресурсы Восточной Сибири составляют более 35 % запасов древесины России. Площадей для сельскохозяйственного освоения в ее пределах немного. На болота приходится 30 % территории, на хвойные и лиственные леса — 25, тундру и кустарники — 22, луга и степи — 3, остальные 20 % — воды, овраги, каменистые голыцы.

Рассматриваемая территория характеризуется сложным геологическим строением. В ее пределах известны осадочные, магматические и метаморфические образования и связанные с ними металлические и неметаллические рудные ископаемые, угли, горючие сланцы, нефть, газ и подземные воды.

Богатство Восточной Сибири с давних времен привлекало внимание естествоиспытателей. Орывочные сведения о горных породах и рудах Восточной Сибири были получены еще в конце XVII—начале XVIII вв. Исследования на ее территории можно разбить на несколько периодов, подробно рассмотренных в монографии

«Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых...» (1987), в которой приведены названия геологических организаций и исследователей Восточной Сибири, оставивших заметный след в ее изучении.

Последние десятилетия (1980–1999 гг.) характеризуются продолжением геологосъемочных работ мелкого и среднего масштабов, геофизических исследований, формационного расчленения осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических и метаморфических образований региона. Углубленно изучались генезис и закономерности распределения полезных ископаемых. Стратиграфические исследования нижнего докембрия проведены на качественно новом уровне с использованием принципа районирования по типам разрезов. Новые данные получены по стратиграфии рифея, венда, кембрия, ордовика, силура, девона, нижнего и верхнего карбона и перми, юры и мела, палеогена, неогена и четвертичной системы.

Большое значение имели геофизические исследования, позволившие получить информацию о глубинном залегании фундамента СП, его структуре и составе. На всю территорию Восточной Сибири составлены Государственные геологические и аэромагнитные карты масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Выполнены значительные объемы сейсмических работ, в том числе построения региональных профилей. Проведены обобщения по изучению глубинной структуры земной коры региона. Новые данные получены при изучении и расчленении магматических, в том числе рудоносных, формаций чехла платформы, Таймыра и Енисейского кряжа, областей позднемезозойской активизации, а также по важнейшим полезным ископаемым этих территорий и их металлогении.

Созданию третьего тома предшествовало издание монографий и карт различного геологического содержания СП и ее обрамления, обобщивших накопленный материал и облегчивших задачу авторов по систематике новейшего материала. К числу таких работ относятся составленные во ВСЕГЕИ карта геологических формаций чехла СП и тектоническая карта СП масштаба 1 : 1 500 000 (1980), а также металлогенические карты Сибирской платформы в целом и ее северо-запада масштабов 1 : 2 500 000 (1984) и 1 : 500 000 (1987) под редакцией Н. С. Малича. В этих работах применен системный иерархический подход в формационном (структурно-вещественном), тектоническом (вещественно-морфологическом) и металлогеническом анализе. Особое значение для настоящей работы имели монографии «Принципы и методика минералогического анализа платформ» (Н. С. Малич, Е. В. Туганова, 1980), «Геология нефти и газа» (редакторы А. Э. Конторович, В. С. Сурков, А. А. Трофимук, 1981); «Геологическое строение СССР и закономерности распределения полезных ископаемых» — т. 4 «Сибирская платформа» (под редакцией Н. С. Малича, В. Л. Масайтиса, В. С. Суркова, 1987). Эти исследования позволили создать единую концепцию геологического строения СП и закономерностей размещения полезных ископаемых. Наиболее важные результаты научных работ и геологического картирования этого периода были широко использованы в создании настоящего тома. Большую роль для понимания геологии и металлогении Таймыра, Енисейского кряжа и Восточных Саян и Якутии имели геологические, формационные и металлогенические карты масштаба 1 : 500 000, составленные в 1983—1999 гг. во ВСЕГЕИ, Красноярскгеолсъемке, Таймыргеолкоме, ПГО «Саха-геология», ВостСибНИИГиМС и других организациях. Кроме того, в монографии использованы работы, затрагивающие те или иные вопросы по геологическому строению, полезным ископаемым и металлогении, полученные за последние годы коллективами сотрудников ВСЕГЕИ, СНИИГиМС, ВНИГРИ, НПО «Океангеология», ИГЕМ, ИГГ СО РАН, ПГО «Красноярскгеология», «Иркутскгеология», «Якутогеология», «Таймыргеология» и др.

В третьем томе произведена систематизация накопившегося за последние десятилетия материала по геологическому строению и полезным ископаемым Восточной Сибири, которая необходима для решения практических задач, связанных с увеличением ее минерально-сырьевой базы. За последние десятилетия после создания сводки (Геологическое строение..., 1987) появились новые данные по геологии и металлогении Сибирской платформы, Таймыра, Енисейского кряжа и Восточного Саяна, входящих в границы территории, охватываемой третьим томом настоящей монографии, подводящей итоги последнего этапа теоретической и практической геологии.

Характеристика геологического строения и полезных ископаемых Восточной Сибири дана на основе результатов геолого-геофизического, тектонического и структурно-вещественного районирования, перечислены основные проблемы геологии Восточной Сибири.

Работа по составлению третьего тома была организована в отделе геологии и полезных ископаемых Сибири ВСЕГЕИ. В написании отдельных разделов участвовали сотрудники ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, СНИИГТиМС, НПО «Океангеология», НПО «Красноярскгеология» и др. Авторы глав и разделов указаны в оглавлении. Научно-методическое руководство по подготовке тома к изданию осуществлялось Н. С. Маличем.

Внутритекстовые иллюстрации и графические приложения подготовили В. Д. Быстрова, И. П. Георгиевская, Г. Н. Кузнецова.

## СТРУКТУРЫ ГЛУБИННОГО ОБОЛОЧЕЧНОГО УРОВНЯ

Методика изучения и модель глубинного строения Сибирской платформы (СП) разработаны и реализованы на схематической карте мантийно-коровых блоков, составленной на основе компьютерной обработки и комплексной интерпретации современных геолого-геофизических данных. По площади платформы изучены консолидированная кора (нижняя часть геосферы А, включающая гранитный — верхний, гранито-базальтовый — промежуточный и базальтовый — нижний метаслои) и область перехода кора—мантия с учетом данных о поверхности Мохоровичича.

Наряду с этим результаты интерпретации комплексных геофизических материалов, включающие ГСЗ, позволили также осветить некоторые вопросы строения литосферы (мощность и особенности ее плотностных неоднородностей).

### РАЙОНИРОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ (МАГНИТНОЕ, ГРАВИТАЦИОННОЕ И ТЕПЛОВОЕ)

Формы магнитных аномалий и их интенсивность на территории Сибирской платформы весьма разнообразны. Напряженность поля колеблется в широких пределах от 100 000 до 4000 нТл. По структуре магнитное поле делится на западную и восточную части примерно по долготе 104—106°.

В западной части платформы (Ангаро-Тунгусская аномальная зона) фиксируются как отрицательные, так и положительные мозаичные поля различной интенсивности с преимущественной напряженностью от —500 до +500 нТл. Размеры отдельных аномалий составляют 50—150 км. Они осложнены высокочастотной составляющей, связанной с развитием толеит-базальтового магматизма с весьма изменчивой намагниченностью. Развитие этой аномальной области фиксируется от р. Подкаменная Тунгуска на юге до рек Хатанга и Хета на севере.

На юге Ангаро-Тунгусской зоны магнитное поле характеризуется широкими слабоинтенсивными аномалиями (250—350 нТл) и региональными полосами отрицательных, близких к нормальному, значений ( $\Delta T$ )<sub>а</sub> с мелкими относительными максимумами. Аномалии ориентированы преимущественно в субмеридиональном направлении. Однако имеется также ряд «сквозных» интенсивных максимумов северо-западного и северо-восточного простираний.

В восточной части платформы Алдано-Анабарская зона аномалий магнитного поля с линейной ориентацией встречается чаще, чем в западной. Здесь магнитное поле представлено сочетанием субпараллельных региональных максимумов и минимумов, протягивающихся на несколько десятков и сотен километров. Характерным является высокая интенсивность положительных аномалий и их отчетливо выраженной зональность север-северо-западного направления. Отдельные аномалии имеют секущее простирание. Магнитное поле Алдано-Станового щита знакопере-



менное, и напряженность меняется от -500 до 1600 нТл и более. В его границах выделяется Чаро-Олекминская область низких значений магнитного поля (от -100 до 300 нТл). В пределах Алданской зоны поле ( $\Delta T$ )<sub>д</sub> имеет мозаичное строение, образуя системы аномалий эллипсоидальной формы с преимущественно высокой напряженностью (1000 нТл и более). В северо-восточной части платформы выделяется обширная Оленекская зона спокойного пониженного магнитного поля (от -200 до -250 нТл). Местами оно осложнено локальными вариациями с более высокой напряженностью. Вдоль восточной окраины зафиксирована широкая полоса положительных аномалий (200-500 нТл), протягивающаяся в меридиональном направлении от устья р. Лена до ширины устья р. Линде. Магнитное поле СП в пограничной области с ее обрамлением пониженное с отдельными осложнениями в виде узких линейных положительных аномалий.

Магнитные аномалии длинноволновой части спектра проявляются на древних платформах, главным образом в области их пониженных геотермических градиентов [Глубинное..., 1987]. Разности нормальных магнитных полей (радиусы осреднения 125-250 и 500 км) с длинами волн порядка первых тысяч километров делятся на две части: Енисей-Ленскую — с повышенной напряженностью и двумя максимумами более 30 нТл на Анабарском щите и юге Тунгусской синеклизы, а также Забайкальскую, включающую Алдано-Становую область, — с пониженной напряженностью, достигающей -30 нТл.

Гравитационное поле Сибирской платформы по морфологии и напряженности также делится на две части: большую (западную) и меньшую (восточную) соответственно с относительно пониженной и повышенной интенсивностью. Граница между ними отмечается переходной по напряженности областью с преобладающими аномалиями северо-западного направления и простирается по зоне сочленения Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы.

В западной части выделяются две области: северная с преобладанием аномалий изометричного облика и пониженными значениями интенсивности и южная (южнее р. Подкаменная Тунгуска) с аномалиями сложных очертаний и более высокой напряженностью. Южнее устья р. Подкаменная Тунгуска до истоков р. Виллой располагается область гравитационного поля, осложненная интерференцией высокочастотного и низкочастотного спектров аномалий.

Восточная часть поля Аг СП имеет повышенную напряженность и характеризуется преимущественно северо-западной ориентировкой аномалий, протягивающихся от Хатангского залива до северо-восточной части бассейна р. Май.

На юге, в районе г. Вилуйск, она пересекается северо-восточной полосой отрицательных аномалий поля силы тяжести, протягивающейся от Усть-Кута, смыкаясь на востоке с Верхояно-Вилуйской системой.

Классификация потенциальных физических полей является важнейшим элементом интерпретации их геологической природы при изучении глубинного строения древних платформ. Общие принципы такой типизации разработаны в фундаментальных исследованиях Э. Э. Фотиади, Б. А. Андреева, А. А. Борисова, Р. А. Гафарова, В. Н. Страхова, В. С. Суркова. В предлагаемом варианте градации аномальное магнитное поле СП дифференцировалось с учетом рисунка изодинам (по форме, размерам, характеру сочетаний аномалий, а также по их положению и ориентировке в пространстве) на шесть морфологических типов простого строения [Геологическое..., 1987]. Выделялись также области с полями сложного строения, состоящими преимущественно из двух морфологических типов аномалий.

Кроме того, отмечаются элементы полей, развитые в пределах определенных типов, но не характерные для них по своей конфигурации и физическим параметрам.

рам (несоответствие форм, секущее простирание, экстремальная напряженность и т. д.).

Наряду с качественным «морфологическим» анализом, позволившим выявить характерные конфигурации и размеры аномалий магнитных полей каждого типа, определялись некоторые их обобщенные количественные характеристики: диапазон вариации напряженности, наиболее часто встречающиеся значения горизонтальных градиентов, намагниченность образований в пределах данного выделенного типа магнитного поля [Геологическое..., 1987]. Аналогичные методы анализа были применены и к гравиметрическим данным. При проведении районирования гравимагнитных полей СП были учтены не только латеральные, но и радиальные тенденции их изменений.

Таким образом, был осуществлен более обобщенный подход к классификации гипов аномальных полей и их интерпретации, который охватывал как качественные и количественные характеристики по латерали, так и анализ направления изменений этих характеристик по вертикали. Предложенный метод формализации потенциальных физических полей для изучения глубинного строения позволяет произвести обработку наиболее полных данных, учитывающих практически трехмерные характеристики гравимагнитных полей по программе распознавания, а предложенная типизация является элементом алгоритма этой программы.

Тепловое поле СП рассматривалось в ряде работ. Их основные результаты, касающиеся главным образом верхней части литосферы отдельных регионов и всей платформы и обобщенные А. Д. Дучковым и др., В. Т. Балюбаевым и А. И. Левченко [1991] и др., позволяют сделать следующие выводы.

Измеренный тепловой поток обусловлен в основном влиянием источников разогрева в гранитном мегаслое и мантии. Вклад генерации тепла осадочных отложений зависит от их мощности. Влияние базальтового мегаслоя незначительно и может рассматриваться как усредненная фоновая составляющая. Характер изменения температурного поля по площади полученного по расчетным данным для глубин залегания поверхности фундамента разделов Конрада и Мохоровичича показывает в целом его зависимость от измеренного теплового потока. Мантийная составляющая теплового потока изменяется от 30 до 50 % его полного значения, увеличиваясь для структур с повышенной тектонической активностью. По расчетным данным наиболее низкие значения теплового потока (около  $20 \text{ мВт/м}^2$ ) на СП получены Л. А. Цыбулей, В. Г. Левашкевичем, В. П. Грибом [1993] для Анабарского поднятия на основе анализа и количественной оценки параметров модели верхней части литосферы Якутской алмазоносной провинции, построенной А. С. Гринсоном. Пониженные значения теплового потока обусловлены здесь существенным уменьшением мощности гранитного мегаслоя и подтверждаются фактическими данными. Относительно низким тепловым потоком — около  $30 \text{ мВт/м}^2$ , и холодной мантией —  $360\text{—}370^\circ\text{C}$  на поверхности Мохо характеризуется также область Туруханского поднятия.

Средний тепловой поток фиксируется на юге СП (Иркутский амфитеатр) и составляет  $38 \text{ мВт/м}^2$ . Он снижается на Непском своде и краевых поднятиях платформы и становится более высоким (до  $43\text{—}45 \text{ мВт/м}^2$ ) в Приенисейской, Прибайкальской моноклизмах и на Жигаловском валу. Повышенные значения теплового потока отмечены также в Приленской моноклизме. Алдано-Становой щит характеризуется тепловым потоком  $40\text{—}50 \text{ мВт/м}^2$ , а средняя неактивизированная его часть сохраняет тепловой по-

---

\* Средние значения намагниченности принимались с учетом обобщающих исследований Л. В. Булиной и др. и Н. Б. Дортман и др.

ток 20—30 мВт/м<sup>2</sup>, типичный для наиболее холодных структур СП. Температура на поверхности верхней мантии Тунгусской и Вилюйской синеклиз достигает 700—750 °С, и в пределах их структур второго порядка колеблется от 460 до 750 °С для впадин и прогибов, а для валов, выступов и сводов — от 370 до 700 °С.

Анализ геофизических данных, относящихся к более глубинным оболочкам (ниже подкорового слоя), позволяет предположить повышенный разогрев недр Вилюйской синеклизы, Алдано-Станового щита, в то время как в Тунгусской синеклизе намечается более холодное ядро, возникшее в результате остывания мантийного диапира с уменьшением его объема и сопутствующими процессами прогибания [Гринсон и др., 1994]. Западная и восточная периферийные области платформы (Приенисейская моноклиза, восточная окраина Анабаро-Оленекской антеклизы) характеризуются промежуточными значениями разогрева недр и имеют тенденцию к нарастанию температуры в направлении границ со структурами обрамления.

### МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ОПОРНЫХ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ И ГЛУБИННЫЕ РАЗРЕЗЫ

На построенных глубинных геолого-геофизических разрезах унифицированы и комплексно показаны главные обобщенные физические параметры и элементы глубинного строения на основе единой легенды для модели салматско-фемической консолидированной земной коры с фиксированными петрофизическими характеристиками. На них в обобщенной форме отражена совокупность геолого-геофизических данных и физических параметров, позволяющих составить петрофизический разрез верхней части консолидированной литосферы. Для построения глубинной модели геологической среды на современном уровне комплексной обработке была подвергнута вся имеющаяся геологическая и геофизическая информация, а сейсмические данные принимались как опорные.

Разработанная методика включает в себя приемы определения плотностных свойств мантии, мощности земной коры, глубины залегания раннедокембрийского фундамента и позволяет составить глубинные геолого-геофизические разрезы. Определение мощности коры базировалось на том, что СП находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию, и гипсометрия поверхности Мохоровичича обусловлена топографическими массами, плотностными неоднородностями коры и плотностью верхней мантии. Средняя глубина выравнивания давления вышележащих масс была оценена в 100 км. Среднеквадратичная ошибка определения глубин подошвы земной коры по результатам сравнения данных, полученных на основе принципа гидростатической уравновешенности и ГСЗ, составила  $\pm 3$  км. Учитывая градиентно-слоистый характер глубинного разреза, для автоматизированного решения обратной задачи гравиразведки был разработан алгоритм «Слой» [Геологическое..., 1987].

Для моделирования земной коры с помощью этой программы, реализованной на ЭВМ, в итерационном режиме производился подбор положения границ раздела и плотности слагающих ее слоев до удовлетворительного совпадения расчетных и наблюдаемых значений поля силы тяжести. В последнее время большинством исследователей принята трехслойная модель консолидированной коры [Петрофизика, 1992]. Важным параметром, подтверждающим такое строение земной коры на СП, является показатель дифференциации слоистости по глубинному разрезу в изолиниях плотности наблюдаемых границ отражения и обмена (в изоденсах), предложенный коллективом авторов ВНИИГеофизика [Глубинное..., 1987]. Коротко-мантийный

слой с промежуточными физическими параметрами имеет самостоятельное значение и не должен включаться ни в состав земной коры, ни в состав мантии.

На геолого-геофизических разрезах отражены следующие основные элементы глубинного строения: слои, границы (поверхности), мантийные (глубинные) и коровые разломы, а также надвиги, аномальные (инверсионные) сейсмические слои в консолидированной коре, коро-мантийные линзы (смесь), сложные, постепенные зоны перехода кора—мантия, зоны потери корреляции и разрывы сейсмических границ в коре и по разделу Мохоровичича. Помимо физических параметров отдельных слоев коры приведены также коэффициенты  $K_v = V_p/V_s$  и средневзвешенные плотности ее блоков. По комплексным геолого-геофизическим данным составлены разрезы верхней части литосферы, проведены идентификация и стратификация глубинных коровых границ, выполнена дифференциация поверхности фундамента и раздела Мохоровичича по упругим свойствам, показаны зоны постепенных переходов между слоями, положение коровых и мантийных разломов, а также глубинных надвигов (прил. 1). Для некоторых рудных районов рассчитаны значения коэффициента  $V_p/\sigma_{\text{ср. вл}}$  (отношение средней скорости Р-волн к средневзвешенной плотности) и изменение этого параметра с глубиной.

### ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ (ПЛОТНОСТНАЯ И СКОРОСТНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ)

Толщина земной коры (включая спорадически развитый по площади коро-мантийный слой) в пределах СП и ее надвиго-складчатого обрамления изменяется в достаточно широком диапазоне от 33 до 48—50 км (рис. 1). Значения относительных колебаний глубин до поверхности Мохоровичича (М) составляют в среднем 3—6 км, а местами достигают 12—15 км. Западный и восточный районы СП различаются по структурно-морфологическим характеристикам подошвы и мощностям коры. В пределах западной половины платформы отчетливо выделяются три крупные морфоструктурные провинции (Енисей-Хатангская, Путоранская, Ангара-Тунгусская). Енисей-Хатангскому прогибу присущи субширотное простираение структурных элементов и вариации средних значений мощности коры в пределах 36—39 км. Путоранская структура имеет в плане изометрическую форму. Мощность ее земной коры составляет 45 км, достигая в отдельных местах 48 км. Характерной особенностью поверхности М в пределах Ангара-Тунгусской провинции является хорошо выраженная в плане субмеридиональная зональность морфоструктурных форм. Глубина залегания подошвы земной коры здесь составляет 39—42 км, достигая в отдельных впадинах 45 км.

Земная кора на большей части территории восточной половины платформы характеризуется значительной мощностью и относительной гомогенностью структурного плана рельефа границы кора—мантия (поверхность Мохоровичича). Толщина коры в пределах Алданской и Анабарской провинций оценивается в 45—48 км. Преимущественное простираение структурных элементов поверхности М субмеридиональное или северо-западное. В Оленекском районе мощность коры 42 км. Аномально малую мощность имеет земная кора в Лено-Вилуйской провинции. Средние значения глубин поверхности М в ее пределах составляют 33—36 км. Увеличение мощности земной коры большинства крупных морфоструктурных элементов надвиго-складчатого обрамления Сибирской платформы обусловлено характером и интенсивностью неотектонических движений. В пределах Таймырской складчатой системы глубины до поверхности М достигают 39—42 км, а Енисейского кряжа и Восточного Саяна — 45—50 км.

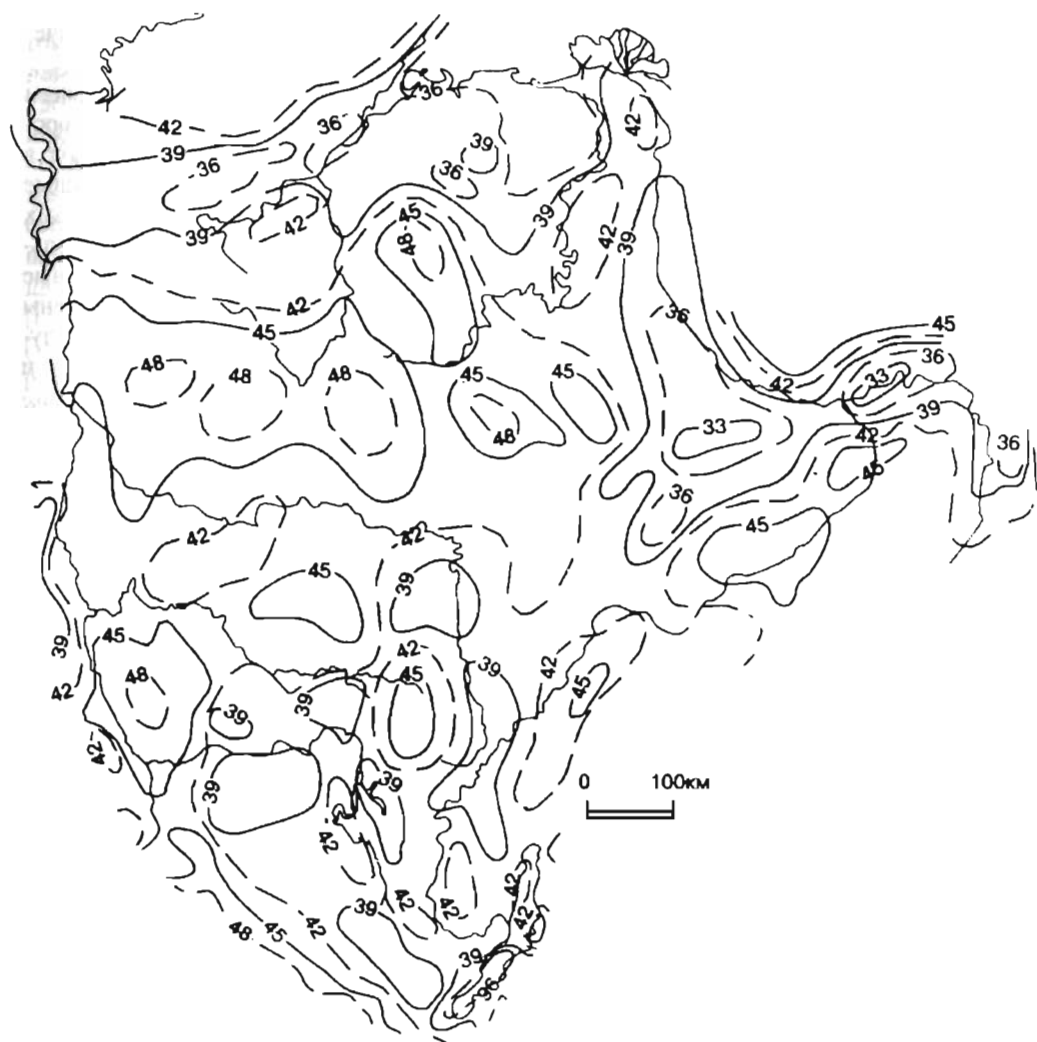


Рис. 1. Схема мощности земной коры Сибирской платформы. Сост. В. С. Сурков, М. П. Ириин.

Плотностная инфраструктура консолидированной коры была изучена с помощью моделирования в гравитационном поле. По плотностным и структурным характеристикам нижняя часть коры (расчетный уровень 20 км и ниже) и верхняя ее часть (расчетный уровень 20 км и выше) различаются между собой. Для нижней части характерна структурная однородность и повышение плотности, связанное с петрологическим составом слагающих ее мегаслоев. Плотность породных ассоциаций изменяется от 2,85 до 3,05 г/см<sup>3</sup>. Средние значения плотности на большей части территории платформы составляют 2,90—2,95 г/см<sup>3</sup>. Пластовые скорости в нижней части консолидированной коры колеблются от 6,7 до 7,1 км/с. Повышенные плотности слоев (2,95—3,05 г/см<sup>3</sup>) отмечены в пределах Байкальского нагорья и в ряде районов Тунгусской синеклизы, максимальные значения (2,95—3,05 г/см<sup>3</sup>) установ-



лены в Енисей-Хатангской морфопровинции и фрагментарно в северо-восточных районах платформы.

В верхней части коры диапазон изменения плотностных параметров достаточно широк (2,64—2,90 г/см<sup>3</sup>). Максимальные плотности (2,80—2,90 г/см<sup>3</sup>) зафиксированы на западе платформы, в пределах Енисей-Хатангской морфопровинции. Средние значения  $\sigma$  коры для глубин менее 20 км составляют 2,70—2,80 г/см<sup>3</sup>. Изредка фиксируются ее фрагменты с плотностью 2,80—2,85 г/см<sup>3</sup>. Диапазон пластовых скоростей для верхней части коры составляет 6,0—6,5 км/с. В восточных районах платформы плотностной разрез более однородный. Средние значения плотности мегаслоев изменяются здесь в диапазоне от 2,76 до 2,85 г/см<sup>3</sup>, а пластовые скорости — от 6,1 до 6,6 км/с. Установлено относительное увеличение плотностей петрологических комплексов (слоев и мегаслоев) нижней части разреза.

### ТИПЫ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ И ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА КОРА—МАНТИЯ

Критериями, положенными в основу дифференциации земной коры на тектоно-типы с последующим использованием их для районирования, явились характер расчлененности, мощность и упругость мегаслоев, их плотность, степень деструкции, толщина, рельеф подошвы и кровли, а также другие характеристики консолидированной коры. Разработанная градация учитывает объективную геологическую информацию (результаты изучения ксенолитов глубинных пород, данные глубокого бурения, итоги исследований основных и ультраосновных горных массивов, выведенных на поверхность в пределах структур длительного воздымания, и др.), а также, с поправкой на РТ-условия залегания, отражает данные об изменениях параметров скорости и плотности в вертикальном направлении, связанных с тенденцией увеличения с глубиной основности пород и степени их метаморфизма [Петрофизика, 1992]. Для СП с использованием результатов этих исследований и статистических данных об измеренных и вычисленных характеристиках, включая составленные геолого-геофизические разрезы [Егоркин и др., 1984; Методология..., 1984], была принята трехслойная модель консолидированной коры, состоящая из гранитного (салического, фемического-салического, гранито-гнейсового, гранито-метаморфического, верхнего) мегаслоя со скоростью продольных волн ( $V_p$ ) 5,7—6,4 км/с и плотностью ( $\sigma$ ) 2,64—2,80 г/см<sup>3</sup>; гранитобазальтового (салическо-фемического диоритового) промежуточного мегаслоя с  $V_p$  6,4—6,6 км/с и  $\sigma$  2,80—2,90 г/см<sup>3</sup> и базальтового (базитового, фемического, нижнего и др.) мегаслоя с  $V_p$  6,6—7,2 км/с и  $\sigma$  от 2,90 до 3,00—3,05 г/см<sup>3</sup>. Консолидированная земная кора СП, состоящая из трех мегаслоев с толщиной одного порядка и горизонтальными границами, с отмеченными выше петрофизическими характеристиками, с суммарной мощностью около 35 км и низким тепловым потоком (20—30 мВт/м<sup>2</sup>), со средней скоростью продольных волн порядка 6,40—6,50 км/с, средневзвешенной плотностью 2,82—2,84 г/см<sup>3</sup>, параметром  $K$ , 1,71—1,73 может рассматриваться как среднестатистическая модель стабильных блоков (нормальный тектонотип) и подстилается обычно верхней мантией с  $V_p = 8,1 \pm 0,1$  км/с.

Разрезы СП позволили выделить переходную, океаноидную (утоненную без гранитного мегаслоя) и континентальную земную кору. Океаноидная кора в свою очередь делится на квазиокеаническую с мощностью консолидированной ее части 25—35 км и субокеаническую, имеющую мощность менее 25 км.

Континентальная земная кора подразделяется на пять основных типов, два из которых имеют еще пять модификаций: 1) однослойная, гиперсалическая?, «моно-

тонная», условно сложенная гранитным мегаслоем (с пониженной упругостью  $V_p = 6,3—6,4$  км/с); 2) двухслойная, салическая, без базитового мегаслоя; 3) двухслойная, контрастная, без промежуточного (гранит-базальтового) мегаслоя: салическо-фемическая и фемическо-салическая; 4) двухслойная фемическая с редуцированным гранитным мегаслоем типа базальтовых окон; 5) трехслойная — нормальная, салическо-фемическая и фемическо-салическая.

Выделение гиперсалической коры условно, особенно в зонах повышенной деформации, где, по данным ГСЗ, обычно отсутствуют сведения о ее расслоенности.

Анализ средневзвешенных плотностей разных типов консолидированной земной коры указывает на широкий спектр их изменчивости от  $2,73$  г/см<sup>3</sup> до  $2,89$  г/см<sup>3</sup> при среднем их значении  $\sigma = 2,83$  г/см<sup>3</sup>. Наиболее легкая кора соответствует салическо-му (гиперсалическому?) типу, а наиболее тяжелая, безгранитная, фемическому. Нормальная трехслойная кора имеет плотность  $2,82—2,84$  г/см<sup>3</sup>, а контрастная — несколько выше —  $2,86—2,88$  г/см<sup>3</sup>. Важными элементами глубинного строения консолидированной земной коры являются также межблоковые зоны потери прослеживаемости субгоризонтальных границ раздела на всю ее глубину (деструктивный тип земной коры). Этим зонам в потенциальных физических полях (особенно в гравитационном) соответствуют контрастные области перехода, разделяющие поля разного типа, их повышенные горизонтальные градиенты или ориентированные системы аномалий, а по данным ГСЗ — изменение рельефа подошвы земной коры.

Мощность консолидированной коры СП колеблется от  $17$  до  $45—48$  км при средних значениях  $35$  км. Рельеф подошвы (изопакеты мощности) подчеркивает основные структуры и тесно связан с их глубинным генезисом.

Важными для выяснения специфических черт глубинного строения СП являются закономерности появления и распространения аномальных слоев с  $V_p$  от  $7,2$  до  $7,7—7,8$  км/с и  $\sigma$  от  $3,00$  до  $3,15—3,20$  г/см<sup>3</sup> \* в области перехода кора—мантия (коро-мантийная смесь). В общем случае наличие коро-мантийной смеси свидетельствует о проявлении (обычно в геологическом прошлом) эндогенной тектонической активности, выражающейся в форме появления продукта взаимодействия разогретой, «возбужденной» мантии и нижней части земной коры. Коро-мантийная смесь (линза) не должна включаться ни в состав коры, ни в состав мантии, подчеркивая по ряду аномальных физических параметров ( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $V_p/V_s$ ,  $\sigma$ ) и особенностям глубинного строения особые геодинамические условия, в которых происходило ее формирование.

Возникновение коро-мантийного слоя, связываемое с рифтогенезом, сопровождается обычно утонением консолидированной коры, повышением фемичности, развитием в ней волноводов, экстремальными физическими характеристиками. Анализ изменений упругих параметров в области перехода кора—мантия с введением в них поправок за влияние аномальных температур и давления, в условиях глубинного раздвига по описанной методике [Петрофизика, 1992] позволяет по систематическим геофизическим данным наметить тенденции преобразования вещества по площади, проявляющиеся с учетом стадийности рифтогенеза в первоначальном разогреве мантии («возбужденная» мантия), последующем ее частичном плавлении, образовании метастабильной коро-мантийной смеси, заключительном перерождении и превращении этой смеси под влиянием физико-химических процессов релаксации в часть нижнего (базальтового) мегаслоя земной коры. Последнее явление характерно для проторифтогенных (раннедокембрийских) структур литосферы, в том

\* Некоторые исследователи допускают существование коро-мантийного слоя с более низкими пороговыми значениями плотности и упругости.

числе и зеленокаменных раннепротерозойских поясов, где в настоящее время коромантийная смесь обычно отсутствует, а мощность нижней коры увеличена.

В палеорифтогенных (позднедокембрийско-палеозойских) структурах литосферы глубинное строение характеризуется развитием коромантийного слоя со скоростью Р-волн, меняющейся в диапазоне от 7,1 до 7,3 км/с, тогда как в молодых (мезозойско-кайнозойских) и реактивированных рифтовых системах в этом слое установлены более высокие скорости распространения продольных волн ( $V_p$  от 7,3 до 7,7—7,8 км/с) [Гринсон, 1997]. Неравномерный разогрев в геологическом прошлом способствовал формированию разрывов поверхности Мохоровичича и границ линзы коромантийной смеси, иногда с перемещениями по ним и возникновением зон постепенных переходов в области кора—мантия, устанавливаемых по комплексным данным отраженных, преломленных и обменных волн.

Помимо рифтогенных структур слой с аномальной упругостью в области перехода кора—мантия отмечается на СП в областях с максимальной мощностью консолидированной коры, в пределах древних щитов с перманентными глубинными процессами воздымания.

### СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ (МОЩНОСТЬ, ПЛОТНОСТНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ)

Для оценки мощности и плотностных характеристик литосферы СП использована информация о мощности теплового потока, а также данные моделирования в гравитационном поле гидростатически уравновешенных блоков литосферы. Основополагающими были материалы глубинных сейсмических зондирований. Толщина литосферной оболочки в пределах платформы колеблется от 100 до 150—200 км (рис. 2). Из оценки регионального строения литосферы следует, что оно значительно различается для восточных и западных районов.

Литосферный слой восточной половины платформы представлен единым мегаструктурным образованием, простирающимся от Анабарского массива до северных склонов Патомского нагорья и Алданского щита. Контуры объемной модели мегазоны фиксируются в плане изопакетами 200—150 км. Западные и восточные склоны очерчены в плане региональными градиентными зонами мощностей. Литосфера западной половины платформы отличается хорошо выраженной структурной зональностью и относительно уменьшенной мощностью (100—150 км). В ее прибортовых районах обособляется протяженная мегазона литосферного слоя с увеличенной мощностью (150—200 км). Она охватывает Енисейский кряж и Байkitскую антеклизу.

В направлении горного обрамления платформы наблюдается, как правило, заметное сокращение толщины литосферного слоя. Наименьшей мощностью литосфера характеризуется в Байкальской рифтовой зоне. Мощность ее здесь не превышает 50—100 км.

Мегазона литосферного слоя с малой мощностью (до 100 км) охватывает центральные районы Тунгусской синеклизы и Среднего—Верхнего Приангарья. Средние значения плотности здесь высокие. Плотности пород в подкоровой литосфере коррелируются с ее толщиной. Антеклизы расположены над мощной, но разуплотненной литосферной мантией, синеклизы — над менее мощной, но уплотненной литосферой. Специфика структуры литосферного слоя подчеркивается также плотностной неоднородностью разных по петрологии пород, слагающих надастеносферную мантию на разных глубинных уровнях.

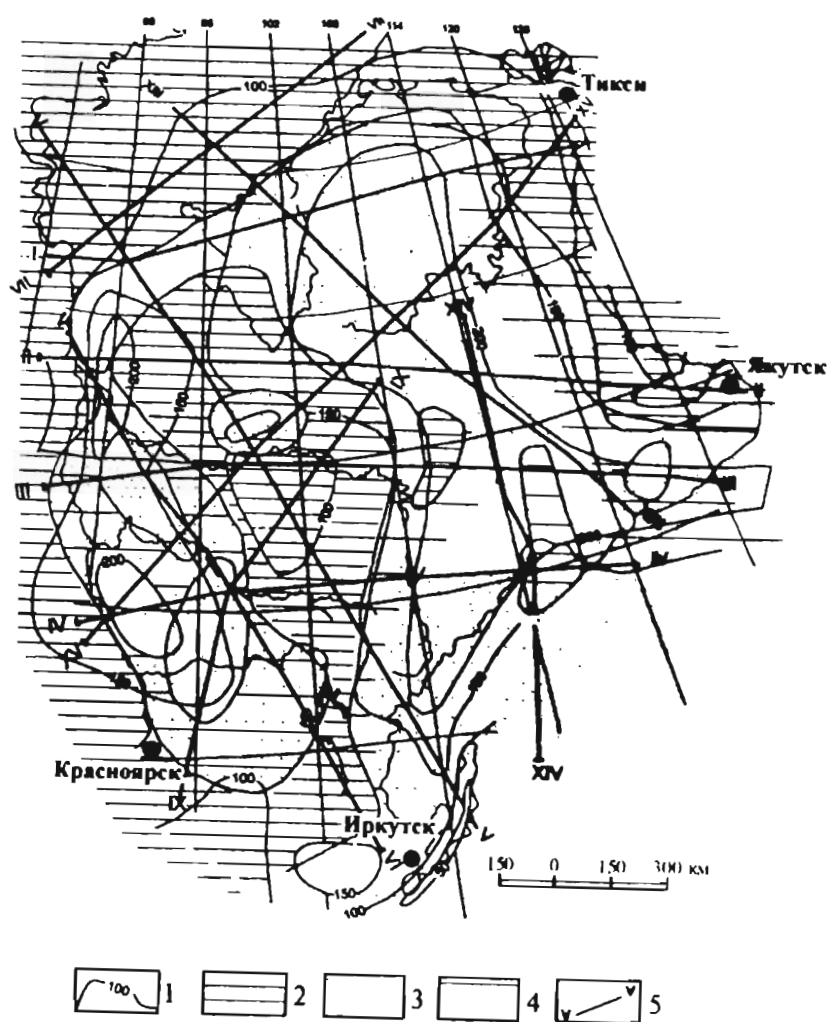


Рис. 2. Схема мощности литосферы и плотности подкоровой части Сибирской платформы. Сост. П. И. Морсин, В. С. Сурков.

1 — изобаты, км; 2 — области высоких значений плотности; 3 — области низких значений плотности; 4 — области нормальных значений плотности; 5 — геотранверсы ГСЗ.

## РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ГЛУБИННОМУ СТРОЕНИЮ И БЛОКОВАЯ ДЕЛИМОСТЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Дифференциация верхней литосферы СП на мантийно-коровые блоки производилась на основе анализа формализованных характеристик и результатов интерпретации потенциальных физических полей по площади, базирующихся на детально изученных глубинных разрезах, построенных по комплексным геолого-геофизическим данным.

В результате проведенных исследований были выделены основные тектонотипы и установлены их распространенность и пространственное размещение в пределах Восточной Сибири [Эволюция..., 1997]. Иерархия блоковых структур литосферы разработана Л. И. Красным [1986, 1990] и с учетом результатов комплексной интерпретации геолого-геофизических данных древних платформ России (А. С. Гринсон, Б. В. Петров, Э. И. Супруненко) использована при составлении схематической карты глубинного строения СП [Сравнительный..., 1996]. В ее пределах выделены три типа структур с разрезами, различающимися по глубине залегания кристаллического фундамента:

1. Щиты и их склоны с мощностью чехла от десятков—сотен метров до одного—двух километров;
2. Плиты с глубиной залегания фундамента 2–3 км, достигающей иногда 4 км;
3. Глубокие прогибы цоколя (синеклизы, авлакогены, впадины, грабены и др.) с глубиной залегания кристаллического основания 6–10 км и более.

По этому признаку территория СП подверглась районированию, что позволило при анализе потенциальных физических полей наметить адекватный частотный спектр аномалий для изучения ее глубинного строения и минимизировать влияние вулканогенно-осадочного чехла на результаты геолого-геофизической интерпретации.

На основе районирования физических полей СП четко разделяется на западную и восточную части. В западной части региональные (низкочастотные) аномалии ( $\Delta T_a$ ) и  $\Delta g$  осложнены наложением на них гравимагнитных экстремумов высокочастотного спектра. В пределах Тунгусской синеклизы крупные изометрические аномалии, по-видимому, связаны с архейскими структурами, «просвечивающими» сквозь толщу пермско-триасового толеит-базитового магматизма. Такое поле сложного рисунка характерно для областей повышенной тектоно-магматической активности. Причем туфы южной части Тунгусской синеклизы отделяются от базальтов ее северной части по наличию «кружев» в аномальном поле силы тяжести, в то время как по магниторазведочным данным вся синеклиза отмечается единым аномальным типом ( $\Delta T_a$ ) с интерференцией разночастотных экстремумов.

На востоке платформы отчетливо проявлены аномалии ( $\Delta T_a$ ) и  $\Delta g$  линейного типа северо-западного простираения. Наиболее отчетливо такой тип аномалий фиксируется в пределах Анабарского щита. На его южном склоне появляются отдельные аномалии овальных и эллипсоидальных очертаний. На западной окраине Анабаро-Алданской области фиксируются перемежающиеся друг друга аномальные системы, характерные как для анабарид, так и для алданид. В пределах этой зоны отмечается переходная область от западных отрицательных к восточным положительным значениям поля силы тяжести. Здесь зафиксированы сдвиги, перемещения, деформации форм магнитных аномалий, что рассматривалось В. М. Рукавишниковым и Л. М. Матюшиной как глубинные разломные нарушения с гори-

зонтальными перемещениями блоков. К. Б. Мокшанцев и другие по геологическим данным еще ранее связывали эти нарушения со сдвигами, раскалывающими кристаллический фундамент на ряд субширотных пластин. К. А. Савинский и М. С. Савинская на основе изучения гравимагнитных данных и В. Д. Суворов по данным сейсморазведки выделяют в пределах этой зоны троювые структуры, а Ю. А. Дукардт и Е. И. Борис — грабены и микрограбены. Кроме отмеченных регионов с преимущественным развитием аномальных полей одного типа или постепенной их сменой, фиксируются также области сложного строения (Ангаро-Ленская с характерными пересекающимися аномальными системами, Оленекская с фрагментами мозаичных и линейных аномальных систем) и контрастные зоны перехода между типами полей с разной морфологией и физическими характеристиками и/или повышенными горизонтальными градиентами их напряженности.

Районирование СП по типам консолидированной коры показало, что в ее пределах наибольшее распространение получила континентальная кора с двухслойным строением особенно контрастного салическо-фемического типа (рис. 3). Океаноидная кора развита в обрамляющем Сибирский кратон Енисей-Хатангском прогибе, Норильском районе и на востоке Вилуйской синеклизы.

Строение верхней мантии западной и восточной частей СП также существенно различается (рис. 4—7) на всех изученных глубинных уровнях (225—75 км) [Сурков, Гришин, 1997]. В западной половине кратона оно обычно более гетерогенное, с четко проявленными плотностными неоднородностями и утоненной литосферой по сравнению с более гомогенной, более мощной литосферой в восточной части платформы.

Анализ плотностных неоднородностей литосферы и астеносферы позволил проследить границы геоблоков на разных глубинных уровнях и произвести коррекцию их контуров, намеченных по данным ГСЗ и интегральным характеристикам относительной плотности, на всю мощность мантийно-коровых геоблоков СП с учетом тенденций изменений гравимагнитных полей с глубиной. Синтез полученных формализованных геолого-геофизических характеристик, включая тепловые, и данных комплексной интерпретации ГСЗ,  $\Delta g$  и  $(\Delta T)_n$  послужил основой для построения карты-схемы глубинного строения ВС (прил. 2). Она делится на шесть геоблоков: I — Ангаро-Ленский, II — Тунгусский, III — Анабарский, IV — Оленекский, V — Вилуйский и VI — Алдано-Олекминский, каждый из которых включает ряд мегаблоков, в свою очередь состоящих из блоков.

Кроме того, выделяются межблоковые зоны: VII — Иркинско-Ванаварская, VIII — Енисейско-Хатангская, IX — Амбардахско-Пеледуйская, представленные обычно рифтогенными либо деструктивными структурами верхней литосферы. Границами этих основных платформенных структур служат крупнейшие коромантийные разломы и их системы. На составленной карте-схеме глубинного строения СП приведено ее детальное блоковое деление (геоблоки, мегаблоки, блоки) и намечены области распространения коромантийного слоя.

Мантийно-коровые геоблоки выявлены на основе установленных особенностей строения литосферы и могут иметь консолидированную кору как гетерогенного, так и гомогенного типа. Наиболее вероятно, что геоблоки с гетерогенной корой формировались в платформенный этап развития, а с гомогенной корой — начиная с раннего докембрия, унаследованно.

Тектонотипом геоблока с гетерогенным строением коры является Тунгусский геоблок, а с гомогенным строением коры — Анабарский геоблок.

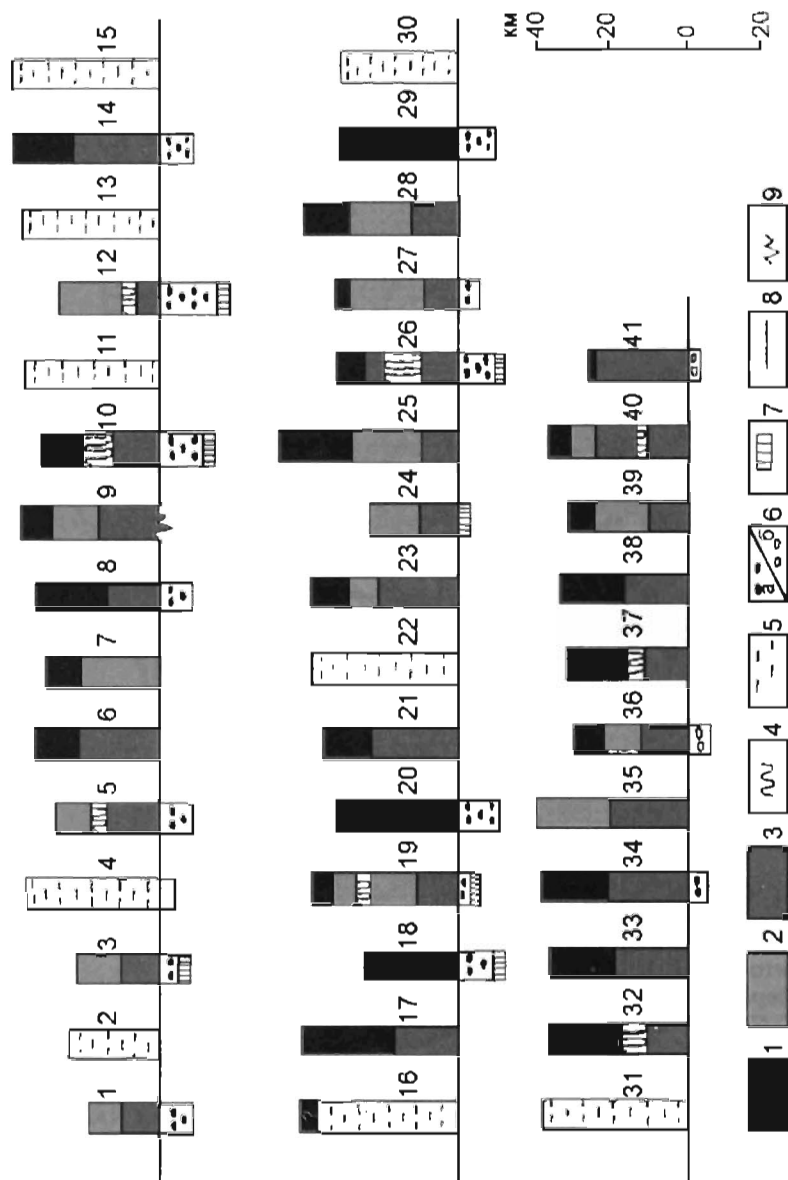


Рис. 3. Тектонотипы блоков консолидированной коры и области перехода кора—мантия. Сост. А. С. Гринсон.

1 — гранитный метаслой; 2 — гранито-базальтовый (промежуточный) метаслой; 3 — базальтовый метаслой; 4 — внутрикоровые волноводы; 5 — деструктивный тип коры; 6 — кора-мантийный слой (а — по комплексным геолого-геофизическим данным, б — по геолого-геофизическим данным без данных ГС о его упругости); 7 — области постепенного перехода кора—мантия; 8 — нижняя граница (подолва) коры; 9 — разрывы поверхности Мохоровичича.

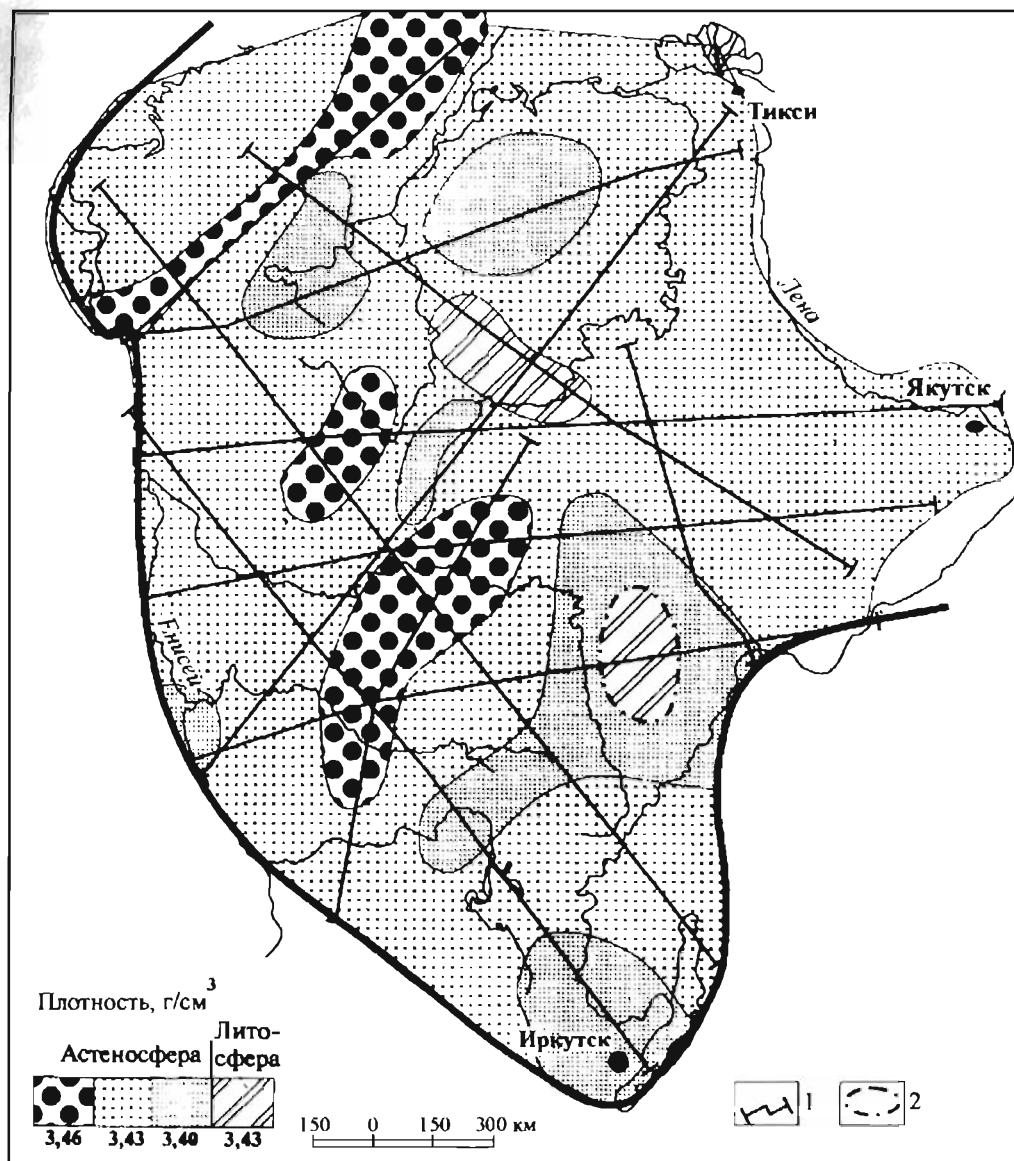


Рис. 4. Вариации плотности верхней мантии Сибирской платформы, глубина 225 км.  
Сост. В. С. Сурков, М. П. Гришин.

1 — геотектонические; 2 — граница литосферы и астеносферы.



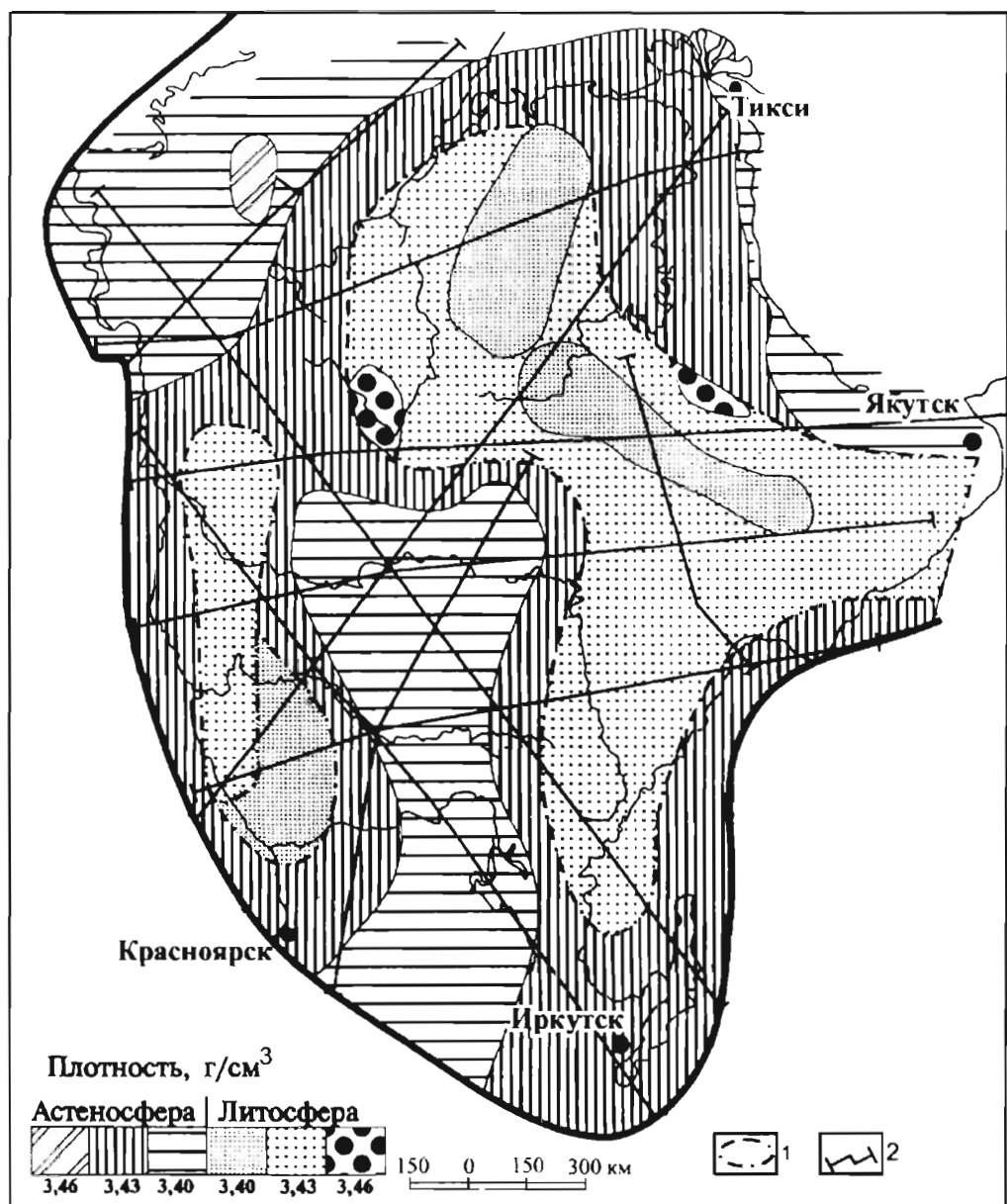


Рис. 5. Вариации плотности верхней мантии Сибирской платформы, глубина 175 км.  
Сост. В. С. Сурков, М. П. Гришин.

1 — граница литосферы и астеносферы, 2 — геотранверсы.

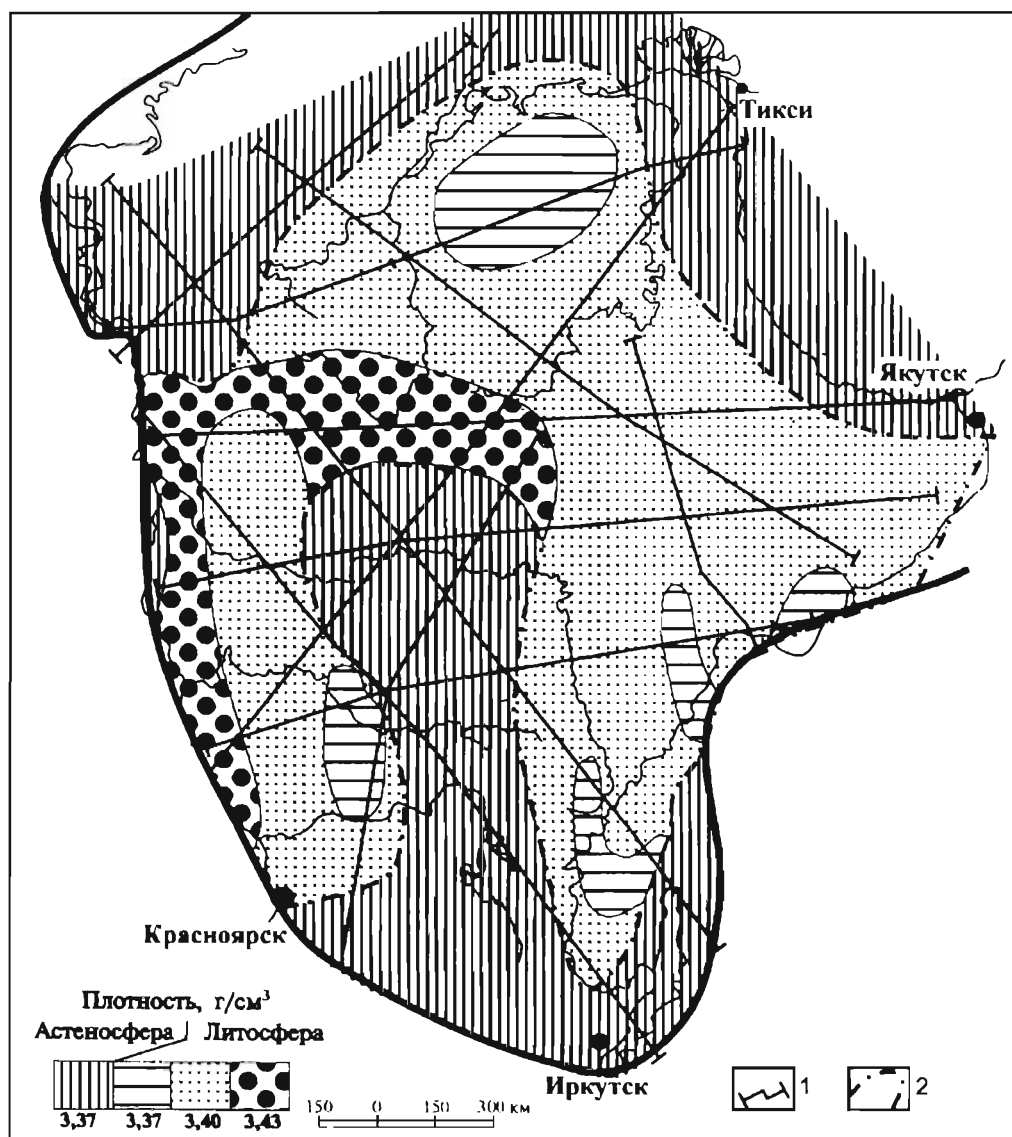


Рис. 6. Вариации плотности верхней мантии Сибирской платформы, глубина 125 км.  
Сост. В. С. Сурков, М. П. Гришин.

1 — геотранверсы; 2 — границы литосферы и астеносферы.

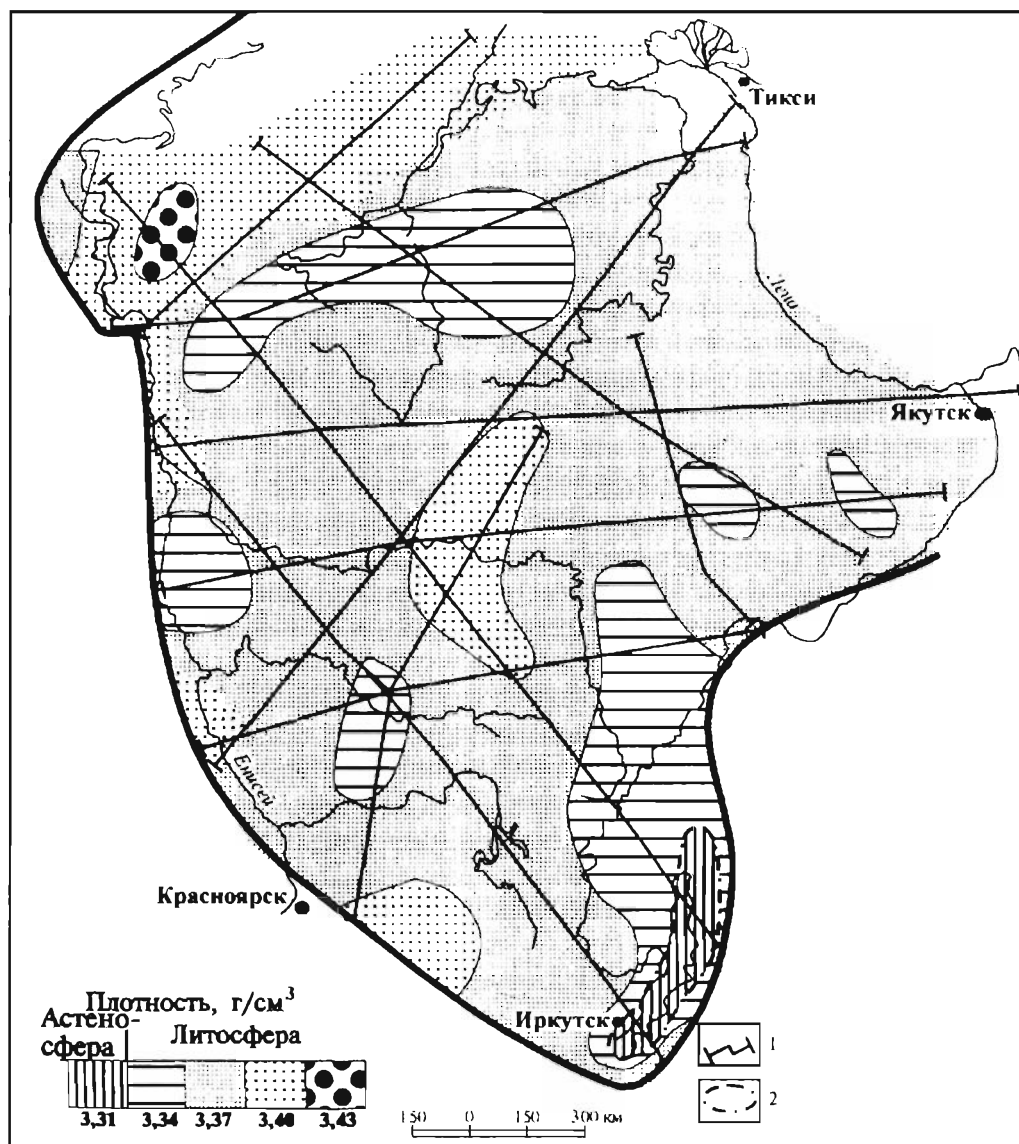


Рис. 7. Вариации плотности верхней мантии Сибирской платформы, глубина 75 км.  
Сост. В. С. Сурков, М. П. Гришин.

1 — геотранверсы; 2 — граница литосферы и астеносферы.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ИДЕНТИФИКАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

Сравнительный анализ фиксируемых аномальных геолого-геофизических параметров верхней литосферы СП по отношению к среднестатистической стабильной ее модели позволяет в основных чертах реставрировать области распространения эндогенных процессов геологического прошлого и разработать критерии их идентификации. При этом учитывались как радиальная, так и латеральная неоднородности земной коры и подкорового слоя: блоковая делимость, форма ее проявления (полигональные блоки или линейные межблоковые зоны), положение структуры в пределах платформы (интеркратонное, перикратонное), типы деформаций — сжатие (скупивание, утолщение земной коры, «корни гор» и др.), растяжение, глубинный раздвиг (рифтогенез), отдельные глубинные надвиги, сдвиги по разломам трансформного типа, горизонтальная амплитуда которых обычно не превышает первых десятков километров, и, наконец, мантийные разломы и зоны деструкции коры. Опорными для изучения форм проявления тектоно-магматической активизации с целью идентификации и систематизации рифтогенных процессов на Сибирской платформе явились глубинные сейсмические разрезы, освещающие строение коры и мантии по отдельным профилям до глубин порядка 800 км [Егоркин и др., 1984]. Это позволило путем реставрации последствий воздействия на строение геосфер энергетических источников возбуждения в мантии выявить и дифференцировать рифтогенные структуры литосферы платформы по степени их зрелости, связанные с дорифтовой, предрифтовой, ранне(начально)инверсионной «неполной эмбриональной», по В. Н. Москалевой и А. Д. Щеглову [1991], позднеинверсионной, зрелой, океаноидной (переходной) стадиями развития глубинных раздвигов.

Для Тунгусской синеклизы (по данным ГСЗ) не зафиксировано утонение консолидированной коры, что, вероятно, объясняется опусканием границы Мохорoviчича одновременно с погружением кровли фундамента. На подавляющей части ее территории отсутствует переходный коро-мантийный слой. Утоненный (редуцированный) гранитный мегаслой развит в пределах синеклизы практически повсеместно, и ряд мантийно-коровых блоков подвергся интенсивной базификации. Отмечаются также отдельные межблоковые зоны с признаками структуры рифтогенного типа, развивавшиеся, возможно, после или одновременно с формированием синеклизы. Указанные особенности глубинного строения позволяют прийти к выводу, что подъем разогретых мантийных масс (плюмов) прекратился на значительной глубине из-за недостаточной температуры разогрева, степени проницаемости литосферы и т. д. При охлаждении плюма его объем уменьшился, что привело к опусканию вышележащих толщ, включая и земную кору, с образованием впадины, сопровождавшемуся некоторым раздвигом отдельных зон. Подъем и последующее охлаждение диапира (плюма) способствовало процессам интенсивного площадного трещинообразования в вышележащих слоях литосферы, перемещению вверх по трещинам базит-ультрабазитового вещества подкорового слоя возбужденной разогретой мантии, иногда сопровождаемого анатексисом корового материала. О существовании разогретых мантийных масс, инициировавших процессы формирования Тунгусской синеклизы, свидетельствуют также данные ГСЗ [Егоркин, Зюганов, Чернышев, 1984], согласно которым на глубинах 70—100 км сохранились слои или линзы со скоростью продольных волн 8,01—8,08 км/с, что в среднем на 0,21—0,25 км/с меньше скорости вышележащих слоев в рассматриваемом регионе, и, вероятно, объясняется либо повышенной температурой вещества, либо повышенным содержанием железа в мантийном веществе, либо совместным

влиянием обоих этих факторов [Петрофизика, 1992]. Наличие таких аномальных феноменов в современной литосфере, а также оценки существующих сейчас относительно повышенных температур на поверхности Мохоровичича здесь [Балобаев, Левченко, 1992] свидетельствует об интенсивном разогреве верхней мантии в перми, триасе, наблюдаемом и в настоящее время. Однако глубже подкорового слоя, учитывая положительные значения напряженности аномального магнитного поля в наиболее длинноволновой части спектра, а также то, что для глубин верхней мантии СП имеется пространственное совпадение повышенной групповой скорости рэлеевских волн с периодом 152 с и положительных аномалий поля силы тяжести с исключенным влиянием нижней мантии, можно считать нижнюю часть литосферы относительно охлажденной.

Таким образом, отмеченные особенности геодинамики и строения литосферы Тунгусской синеклизы, характерные для так называемого «платобазальтового режима» [по В. В. Белоусову], позволяют связывать его с эндогенными процессами на дорифтовой стадии. Критериями, позволяющими выделить области распространения дорифтового эндогенного режима, являются: 1) наличие консолидированной трехслойной коры с близкой к нормальной толщиной и преобладанием по мощности гранит-базальтового и базальтового мегаслоев над редуцированным гранитным (базифицированной коры); 2) практически отсутствие в основании коры коромантийного слоя; 3) существование глубокого прогиба фундамента с массовым развитием в чехле толеит-базальтового магматизма, отмечаемого в потенциальных физических полях по эффекту интерференции аномалий низко- и высокочастотного спектров.

Тектоногипом предрифтовой структуры СП является Прибайкальская моноклиза. Структуры глубинного раздвига идентифицируются здесь: 1) по уменьшенной мощности консолидированной коры (до 25 км без коромантийного слоя) и развитию в ее основании переходной коромантийной линзы; 2) по близкой к норме по строению трехслойной консолидированной коре; 3) по повышенной упругости верхнемантийного подкорового слоя. Температура на поверхности Мохоровичича (М) и измеренный тепловой поток характеризуются средними значениями для платформы и составляют соответственно 360—430 °С и 30—37 мВт/м<sup>2</sup>. Такое строение верхней литосферы может рассматриваться как результат воздействия в геологическом прошлом мантийного плюма, достигшего при движении вверх границы кора—мантия (предрифтовый эндогенный режим) с последующим затуханием его тектонической активности.

Типичное глубинное строение для стадии начальной инверсии при рифтогенезе имеет Анабарская антеклиз. Развитие эндогенных процессов, приведших к формированию особенностей глубинного строения эмбрионального этапа глубинных раздвигов, связано с вещественными и термическими преобразованиями геосфер геологического прошлого, происходившими в процессе подъема разогретого субстрата из промежуточной и верхней мантии, результаты которого фиксируются по аномальным упругим характеристикам глубинных недр [Гринсон, 1997]. Энергетический источник, где происходило зарождение плюма, располагается, по-видимому, в промежуточной (средней) мантии на глубинах 540—690 км с отчетливо проявленной пониженной упругостью по отношению к аналогичной геосфере стандартных сейсмических моделей Земли (PREM и CAL8). По геолого-геофизическим данным выделяются три этапа развития эндогенного процесса формирования эмбриорифта: 1) становление в раннем докембрии крупнейшего мантийного протоочага в надтастоносферной литосфере и сопутствующее ему сводообразование (Анабарская антеклиза); 2) глубинные раздвижки в позднем протерозое, сопровождавшиеся начальными

инверсионными процессами прогибания и дифференцированных движений; 3) возобновление тектонической деятельности (реактивация) после длительного перерыва, которая проявилась в виде заложения среднепалеозойских трансформных разломов, сдвигов и повторных дифференцированных движений. Критериями выделения таких структур в верхней литосфере являются: 1) наличие контрастной коры с волноводом в базальтовом мегаслое, который значительно превышает по мощности гранитный мегаслой; 2) слабоугнетенная консолидированная кора с коро-мантийным слоем толщиной до 10 км в ее подошве; 3) аномальная дифференциация упругости подкорового слоя с перепадами  $V_p$  в диапазоне 7,8—9 км/с; 4) усложнение строения раздела М: перерывы в просеживаемости, вертикальные смещения; постепенные зоны перехода кора—мантия, аномальные по мощности; 5) система грабенов фундамента, конформная простиранию рифтогенной структуры верхней литосферы с аккумуляцией в них преимущественно позднедокембрийских комплексов; 6) распространение наряду с системами конформных разломов глубинных дизъюнктивов трансформного типа. Как показано Н. С. Маличем [Основные..., 1995], структуры древних плагформ, отвечающих по своим признакам начальной стадии рифтогенеза, могут закладываться во внутриблоковых системах. По-видимому, дальнейшая их эволюция в результате глубинных раздвигов приводит к угонению и базификации коры и переходу к линейному типу пограничных межблоковых или чаще межгеоблоковых структур.

Наиболее зрелая стадия развития рифтогенных процессов в литосфере Сибирской платформы фиксируется в Игарско-Норильском районе. По механизму образования Игарско-Норильская рифтогенная структура близка к глубинной структуре раздвига под Анабарской антеклизой. Это касается глубин зарождения аномального мантийного субстрата — плюма (около 500 км) и способов его перемещения в мантии по разуплотненным зонам растяжений [Туганова, 1991, 1994]. Однако интенсивность раздвигов, степень проницаемости геосфер для проникновения аномальной мантии, проявления процессов реактивации были здесь значительно сильнее. Это привело к формированию более зрелого рифтогенного образования, которое может быть отнесено к структуре с корой субокеанического, или переходного, типа. Критериями, позволяющими идентифицировать такие рифтогенные структуры, являются: 1) значительно уменьшенная мощность консолидированной коры по сравнению с нормальной, которая без коро-мантийного слоя составляет около 25 км; 2) существенно базифицированная консолидированная кора с отсутствием практически гранитного мегаслоя; 3) наличие коро-мантийной линзы в основании коры с мощностью 5—8 км; 4) слабая дифференцированность верхнемантийного слоя по значениям  $V_{pr}$  и его повышенная упругость преимущественно в осевой части рифта ( $V_p > 8,2$  км/с); 5) прогиб (тропо́вая полость) поверхности фундамента с горсто-грабеновой структурой внутри него, ограниченный глубинными разломами (сбросами) и выполненный мощным (8—12 км) осадочно-вулканогенным чехлом.

## РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Схема рельефа поверхности фундамента (рис. 8) основана на данных морфо-структурного анализа, глубокого бурения (до 1996 г.), на материалах семи трансрегиональных профилей ГСЗ и нескольких коротких профилей МОБЗ, ГСЗ, главным образом на северо-востоке и юго-западе территории.

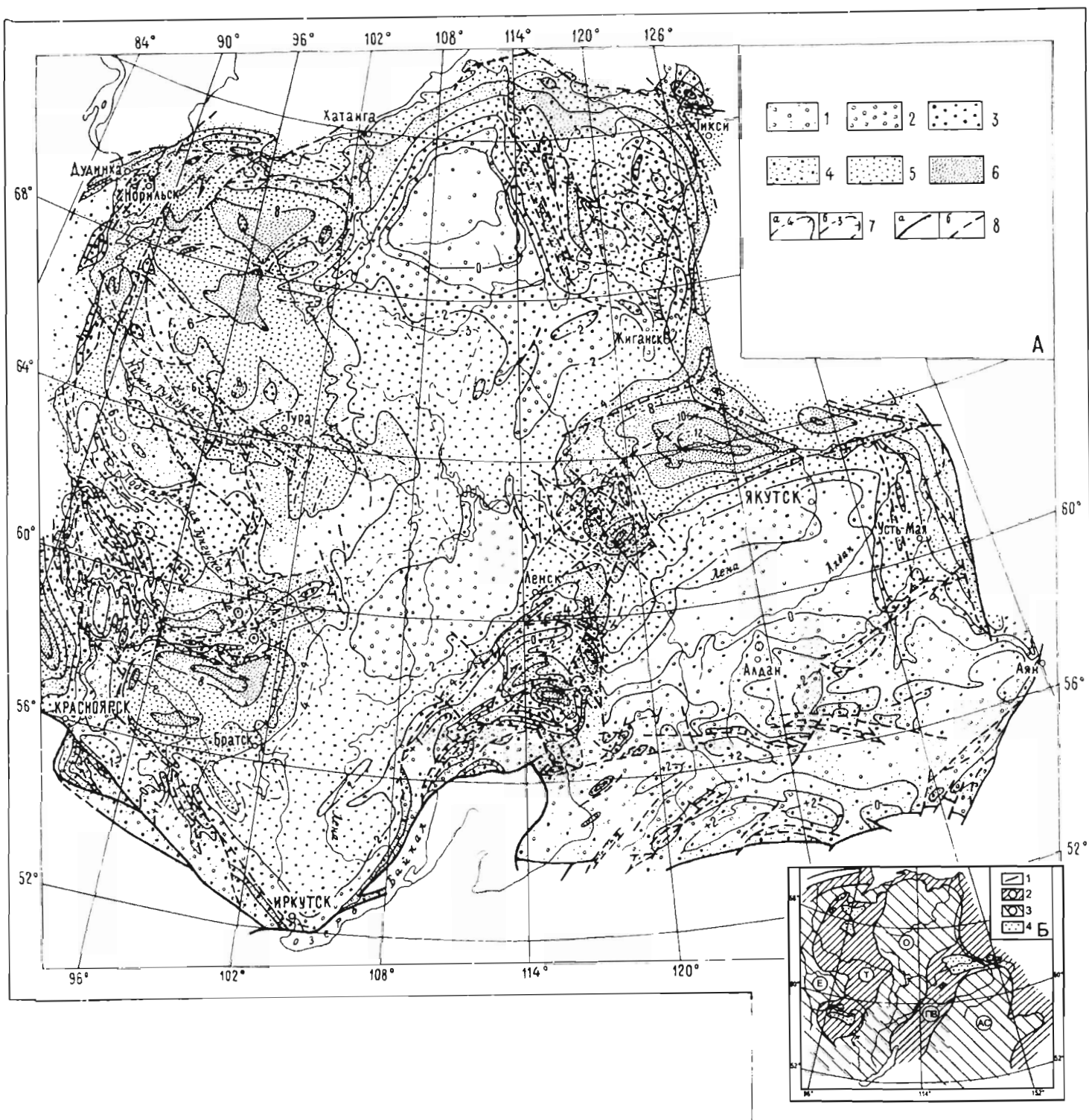


Рис. 8. Рельеф поверхности фундамента Сибирской платформы (А) и схема районирования (Б) (сост. Е. П. МIRONЮК).

А. 1—6 — глубина, км: 1 — более 1, 2 — 1—2, 3 — 2—4, 4 — 4—6, 5 — 6—8, 6 — менее 8; 7 — изогипсы: а — основные, б — дополнительные; 8 — разломы: а — наблюдаемые, б — предполагаемые.

Б. 1—3 — структуры первого порядка: 1 — границы, 2 — погружения: Т — Тунгусский мегапрогиб, ПВ — Патомско-Вилуйский шовный прогиб, 3 — поднятия: Е — Енисейское краевое, О — Осоево, АС — Алдано-Становое; 4 — глубокие впадины второго порядка (глубже 8 км).





Поверхность рельефа фундамента является разновозрастной и маркирует как погребенную подошву осадочного чехла, так и эрозионную поверхность обнаженного фундамента на цитах и выступах. На представленной схеме отражена интегральная совокупность тектонических движений платформы за полуторамиллиардный интервал времени от начала рифея до настоящего времени, в которой наблюдаемая поверхность является границей важнейших оболочек современной земной коры — осадочного чехла и гранитно-метаморфического слоя. Достоверность рельефа этой поверхности различна. В Тунгусском мегапрогибе она наиболее низкая, так как здесь нет глубоких скважин и региональных четких и контрастных обменных границ по подошве чехла, что допускает значительные колебания в интерпретации глубины ее залегания (до 5 км), исходя из авторских моделей геологического строения [Геологическое..., 1987; Сурков, Гришин, 1997].

Экстраполируя на центральные районы Тунгусского мегапрогиба рифейские образования, как это следует из наблюдений в близрасположенных районах, мы допускаем, что потеря сейсмической границы в подошве рифеид обусловлена наличием здесь в фундаменте крупной нижнепротерозойской геолиты\*. В качестве возможного варианта принимается комплекс осадков, тождественных удоканской надсерии, со стратифицированным изменением плотностей разреза от 2,75 до 2,65—2,55 г/см<sup>3</sup>. Геолиты с такими характеристиками будет нивелировать контрастность кровли гранитно-метаморфического слоя. На значительных отрезках профиля ГСЗ к западу и востоку от Анабарского свода геометрия субгоризонтальных отражающих площадок также не позволяет отделять рифейские структурные этажи от нижнепротерозойских. Выделение дизъюнктивных структур на поверхности фундамента (разломы, грабены, горсты и др.) производится как по экстраполяции соответствующих тектонических границ поверхности, так и по зафиксированным ступеням отражающих площадок, либо по значительным контрастным латеральным скачкам пластовых скоростей и другим особенностям физических полей у подошвы чехла.

На схеме районирования рельефа поверхности фундамента (рис. 8) выделяется пять структур первого порядка, не имеющих общепринятых наименований.

Осевое поднятие оконтурено по изогипсе —4 км и состоит из двух сводов, разделенных седловиной. Анабаро-Оленекский свод состоит из двух куполовидных выступов — Анабарского и Оленекского, разделенных Уджинским рвом (амплитуда 4,5 км), имеющим общую систему разломов. Из двух ступеней, Сугдженской и Иркутской, последняя деформирована сильнее и сложена грабенами. Амплитуда поднятия составляет 2,5 км для Непско-Ботубинского свода и 4 км для Анабаро-Оленекского.

Ангаро-Тунгусский мегапрогиб состоит из крупного Тунгусского прогиба и мелкой крутосклонной Тасеевской впадины (амплитуды погружения до 5 км), которые разделены Иркийским рвом. Превышения горстов над грабенами достигают 6 км. У северо-восточной границы Тунгусского прогиба располагается Котуйская флексура (превышение плеч 2—3 км), поперечно сегментированная многочисленными разломами. Северная и западная границы прогиба проведены по обрамляющим прогиб мелким красным поднятиям, осложненным разломами и грабенами. В центральной части прогиба находится Нижнетунгусская система грабенов и разломов северо-западного просгибания.

\* Объемное выражение формационного ряда.

Енисейское краевое поднятие располагается крупной дугой у границы Западно-Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Характеризуется многочисленными разломами, контрастными и высокоамплитудными (до 6—7 км) горсто-грабеновыми структурами. Погребенная Байkitская антеклиза имеет ортогональную форму, ее структурные носы ундулируют на север с разницей амплитуд относительно центрального свода до 5 км. Наиболее высоко поднятый фундамент располагается на высоте + 2 км в Канско-Гутарском выступе.

Патомско-Вилуйский шовный прогиб является трансплатформенным трапециевидным прогибом, северная и южная границы которого проведены по флексурам поверхности фундамента (—2,5 км на юге и —4,0 км на севере). С востока он открыт в сторону краевого мегапрогиба, к западу по разломам состыкован с Сунтарской перемычкой (система горстов и грабенов с амплитудами до 10 км). Юго-западнее находится Байкало-Патомский мегапрогиб, к которому причленяются асимметричные Березовская впадина (глубина —4,5 км) и Приакитканский ров (глубина —2 км).

Алдано-Становое поднятие является асимметричным и контрастным. В северной части (между изолиниями от 0 км до —2,5 км) это моноклизис с локальными сводами и впадинами. Южнее располагается Алданский свод с амплитудой до 2 км, южное крыло которого усложнено грабенами, горстами и шарьяжами. К западу от него располагается Чарский свод с амплитудами глыбовых структур до 3 км. Южнее находится Становое горсто-грабеновое поднятие, вдоль южного склона которого протягивается Нюкжинско-Зейский прогиб с амплитудой менее 1 км. Краевой структурой поднятия являются Тукурингские горсты, разделенные мелкими грабенами с амплитудой до 1 км.

## СТРУКТУРЫ РЕГИОНАЛЬНОГО (ФОРМАЦИОННОГО) УРОВНЯ

Структуры регионального (формационного) уровня характеризуют строение фундамента, промежуточного этажа, чехла платформы, а также складчато-надвиговых систем ее обрамления и наложенных сводово-глыбовых областей тектономагматической активизации.

Отсутствие общепринятой систематики и номенклатуры структур (особенно платформенных) заставляет кратко остановиться на этих вопросах.

### К СИСТЕМАТИКЕ И НОМЕНКЛАТУРЕ СТРУКТУР ПЛАТФОРМЫ

Различные исходные позиции исследователей по вопросам выделения и систематики тектонических структур платформы обусловили их разночтение. Выделяются структурные этажи, структурные ярусы, структурные подъярусы, структурно-формационные ярусы, отвечающие тектоническим мегациклам, циклам, этапам и стадиям развития.

Структурный этаж, по Н. С. Шатскому, Н. И. Хераскову и Ю. Н. Кародину, представляет собой совокупность структурных ярусов или формационных рядов одного класса, формировавшихся в течение одного из основных тектонических режимов — плитного, эпиплатформенного и т. п.

Структурный ярус (термин предложен И. П. Атласовым в 1959 г.) соответствует одному из тектонических циклов (или этапов) структурного этажа и характери-

зуется самостоятельностью структурного плана. Он соответствует ряду или нескольким вертикальным рядам формаций, латерально замещающих друг друга. Границы между структурными ярусами имеют стратиграфическое или угловое несогласие.

Структурный подъярус является вертикальной частью структурного яруса и сложен формациями одной-двух стадий тектонического этапа, отделенных стратиграфическим перерывом или незначительным структурным несогласием от формаций смежных стадий того же этапа.

Структурно-формационный ярус (СФЯ) является латеральной частью структурного яруса и характеризуется одним формационным рядом и морфоструктурными особенностями (степень деформированности). СФЯ различаются между собой вещественными и (или) морфологическими признаками. Название СФЯ определяется по преобладающему набору формаций в сочетании с географической привязкой [Типологическая..., 1982]. По вещественному составу различается пять типов СФЯ: осадочный, осадочно-вулканогенный, магматический, метаморфический и ксеногенный. Среди осадочного типа различаются следующие рода СФЯ: терригенный сероцветный, карбонатно-терригенный пестроцветный, терригенно-карбонатный и карбонатный преимущественно известняковый, терригенно-карбонатный и карбонатный преимущественно доломитовый, карбонатно-терригенный сульфатоносный и соленосный пестроцветный, терригенный и терригенно-карбонатный красно- и пестроцветный, терригенный красноцветный, терригенный угленосный. К осадочно-вулканогенному типу относятся пирокластический, преимущественно мафический СФЯ, вулканогенно-терригенный и т. п. Магматический тип СФЯ содержит следующие рода: мафический, преимущественно толеит-базальтовый, мафический, преимущественно толеит-доломитовый, мафический, преимущественно толеит-базальтовый пирокластический, мафит-ультрамафит-мафический интрузивный, мафит-ультрамафит-мафический, преимущественно лавовый, щелочно-ультрамафит-мафический взрывной, ультрамафитовый интрузивный и вулканогенный, субщелочно-мафический и др.

Систематика и номенклатура структур фундамента отражает специфичность строения и развития коры в раннем докембрии, вызванную особым режимом, обусловившим характер метаморфизма. Различаются литоплинты [Дзевановский, Судовиков, 1960 г.], диалитоплинты [Дзевановский, Миرونюк, 1968], шовные структуры, зеленокаменные пояса и др.

Систематика и номенклатура структур промежуточного этажа (нижний протерозой) отражают деструкцию первичной коры заложением линейных раздвиговых структур эоплатформенного режима; выделяются проторифты, протоавлакогены, протоорогены, протократоны. Каркас эоплатформенных прогибов предопределил заложение рифейских рифтов и их активность на различных этапах развития чехла платформы.

Для структур чехла платформы существуют систематики, основанные на морфологических (статических) и ретроспективных (генетических) критериях.

В морфологической систематике структур по размерам выделяются четыре порядка. Структурами первого порядка являются антеклизы, синеклизы, амфиклизы [Муратов, 1973], моноклизы [Малич, 1959, 1975] и другие крупные внутриплатформенные прогибы. К структурам второго порядка относятся поднятия и впадины. Они осложняются структурами третьего (валы, мульды) и четвертого (купола, брахисинклинали и т. п.) порядка. Часть терминов (барьер, кряж, свод, седловина, порог, желоб, флексура, горст, грабен, выступ и т. п.) остаются терминами свободного пользования.

В генетической систематике структур чехла различаются перикратон [Павловский, 1959], авлакоген [Шатский, 1965], телеороген, приороген [Ханн, 1985], хатакратон, филократон [Малич, 1975], рифт.

#### К СИСТЕМАТИКЕ И НОМЕНКЛАТУРЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПЛАТФОРМЫ

Учение о формациях связано с именами Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. В. Белоусова, В. Е. Ханна, Ю. А. Кузнецова, Н. Б. Вассоевича, Ю. А. Косыгина, А. Д. Щеглова, Д. С. Харкевича, Д. В. Рундквиста, В. Н. Драгунова, В. Н. Москалевой и многих других, однако в представлениях о том, что такое формация, единства нет из-за противоречий в определении основных понятий и неразработанности их систематики и номенклатуры.

Геологические формации осадочных и магматических пород нами выделяются по единому принципу, учитывающему вещественно-парагенетические признаки и их внутреннее строение. Формация выделяется эмпирически как реально существующее геологическое тело, четко обособляющееся среди смежных с ним других тел в пределах границ непрерывности особенностями своего состава и (или) строения.

Термин «магматическая формация» в монографии используется для реально существующих геологических тел, обособленных среди смежных с ними других тел особенностями строения и состава. Формации не должны быть сложными, поэтому вулканические формации отделяются от интрузивных для удобства картирования и металлогенических построений [Кузнецов, 1973]. Порядок глубин становления пород, входящих в состав каждой формации, должен быть один. Магматическая формация есть сообщество преимущественно монофациальных пород [Шаталов, 1963].

Вещественным признаком являются виды горных пород, которые принимаются, за отсутствием систематики осадочных горных пород, в соответствии с имеющейся классификацией [Вассоевич, 1978; Систематика..., 1998] и классификацией магматических пород (Ю. А. Кузнецов, Д. С. Харкевич, Е. Т. Шаталов, В. Н. Москалева и др.).

Внутренняя структура формации отражает характер ее строения особенностями расположения горных пород (парагенераций), для осадочных формаций — наличием или отсутствием направленности (трансгрессивный, регрессивный и другие типы), ритмичности неупорядоченности, разрежения или сгущения элементарных ячеек, усложнения или упрощения их строения и т. д. Таким образом, выделение формаций проводится в соответствии со структурно-вещественным признаком. Формация в иерархическом ряду вещественных категорий [Вассоевич, 1978; Систематика..., 1998; Карогодин, 1980] занимает промежуточное положение между парагенерацией и формационным рядом.

В систематической классификации формаций различаются формационный тип и конкретная формация. Отношение их аналогично отношению вида к индивиду в биологии [Херасков, 1965]. Название типа формаций определяется преобладающим типом пород, сложной серией пород или типом строения. При обозначении конкретной формации используется географическая привязка в сочетании с вещественными признаками, которые отвечают типовому названию формаций.

Сходные по составу и (или) строению формации объединяются в объекты более высоких иерархических уровней — семейства формаций [Карта..., 1976]. Различаются семейства четырех классов земного происхождения — осадочных, магматиче-

ских, метаморфических пород и кор выветривания и один класс космического генезиса — коптогенных пород.

В классе осадочных формаций выделяется девять семейств, включающих обломочные (терригенные) трансрессивного строения, терригенно-карбонатные пестроцветные, терригенно-карбонатные сероцветные, карбонатные, кремнисто-карбонатные, сульфатно-карбонатные и сульфатно-терригенно-карбонатные, обломочные (терригенные) регрессивного строения красноцветные и сероцветные, терригенные угленосные и вулканогенно-осадочные семейства формаций.

В классе формаций кор выветривания выделяется одноименное семейство.

В классе магматических формаций в чехле Сибирской платформы выделяется пять семейств: ультраосновных, ультраосновных—основных, основных, щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород, характеризующих эмерсивную стадию развития тектоно-магматического цикла [Карта..., 1977; Тектоническая..., 1980].

Кроме того, в фундаменте платформы в классе магматических формаций выделяется пять семейств: основно-кислых, средних и кислых, кислых, щелочно-основных и щелочно-кислых пород.

В классе метаморфических формаций выделены формации мрамор-гнейсовых, гнейсовых и кварцито-гнейсовых пород.

К космическому классу относится семейство, содержащее аллогенно-брекчиевые, зювитовые и тагамитовые формации, характеризующие метеоритный удар — астроблему.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В тектоническом районировании Восточной Сибири, характеризуемой в настоящей работе, выделяются основные типы тектонических структур планеты — платформа (древняя Сибирская), прилегающие к ней складчато-надвиговые системы и области тектоно-магматической активизации.

СП — крупнейший структурный элемент континентальной коры северного полушария, возникла в позднем докембрии (не моложе 1,6 млрд лет) вследствие коренных изменений геотектогенеза на планете, обусловивших раскол суперконтинента Пангеи с расхождением континентов (платформ) Лавразийского и Гондванского поясов, с одновременным заложением раздвиговых структур типа авлакогенов и рифтовых систем, разделяющих платформу на блоки, с формированием первых древнейших плитных комплексов платформенного чехла. СП отвечает понятию древней платформы, так как имеет архейский и нижнепротерозойский фундамент, отсутствие связи между структурным планом фундамента и чехла, длительный перерыв между ними, а также несогласие структур фундамента и окружающих платформу складчатых систем. Границы платформы заложены в результате рифейской деструкции архейско-нижнепротерозойского кратона, обусловившей раскалывание его и формирование рифейских подвижных зон. Границами (палеограницами) платформы являются рифейские подвижные зоны (складчатые системы); более молодые складчатые системы, наложившиеся на рифейский кратон, определяют современные границы платформы; СП имеет двухэтажное строение. В фундаменте выделяются структурные ярусы архейского этажа и структурные ярусы нижнего протерозоя, образующие промежуточный структурный этаж. Чехол платформы имеет многоярусное строение, возникшее в результате направленного полициклического его развития. Выделяется семь плитных структурных ярусов: рифейский (1600—800 млн лет), нижневендский (800—620 млн лет), верхневендско-нижнеордовикский (620—478 млн лет), среднеордовикско-

нижнекаменноугольный (478—355 млн лет), нижнекаменноугольно-нижнегриясовый (355—213 млн лет), средне-верхнемезозойский (213—65 млн лет) и кайнозойский (65 млн лет). К тому же рифейский СЯ состоит из четырех СПЯ, верхневендско-нижнеордовикский СЯ — из двух СПЯ, среднеордовикско-нижнекаменноугольный СЯ — из трех СПЯ, нижнекаменноугольно(верхнее гурне)-триасовый СЯ — из трех СПЯ, средне-верхнемезозойский СЯ — из двух СПЯ. Каждый структурный ярус характеризуется одной либо несколькими генетическими типами структур (авлакогены, рифты, хатакратоны, перикратоны и др.), образующими в современном плане антеклизы, синеклизы, моноклизы, внутриплатформенные прогибы, линейные зоны, содержащие ряд структур. После образования каждого СЯ платформа испытывала поднятие и смену структурного плана. Строение каждого СЯ характеризуется рядами формаций, принадлежащих к начальной (трансгрессивной), инундационной либо регрессивной и эмерсивной стадиям развития. Начальную стадию характеризуют терригенные формации грансгрессивного строения; среднюю (инундационную) — герригенно-карбонатные и карбонатные; позднюю (регрессивную) — вулканогенно-осадочные, угленосные, молассоидные и сульфатно-карбонатные формации; заключительную (эмерсивную) — вулканогенные, плутоногенные и кор выветривания. Каждый структурный ярус, отвечающий тектоническому циклу, венчается разгрузкой магматических очагов и структурной перестройкой, совпадающей со значительными перестройками и за пределами платформы. Тектонические планы каждого структурного яруса чехла платформы определяются свойственными только ему структурами, контролирующимися соответствующими рядами формаций, образующими структурно-формационные ярусы.

Складчато-надвиговые системы расположены по окраинам платформы и отделены от нее разновозрастными зонами разломов и краевых швов. Складчато-надвиговые системы представлены рифеидами Енисейского кряжа, Туруханского и Игарского поднятий, каледонидами Байкало-Патомского нагорья, мезозоидами Верхоянья и Горного Таймыра.

На структуры юго-восточной части платформы и Горного Таймыра в мезозое особый отпечаток наложили процессы активизации, вызванные глубинными и планетарными причинами, обусловившими деструкцию земной коры и мантии с проявлением горсто-грабеновых структур, надвигов и магматических и метасоматических продуктов зональных мантийных и коровых процессов.

Такая сложная вертикальная и латеральная неоднородность структурных особенностей и состава структурных ярусов фундамента и чехла Сибирской платформы, располагающихся друг на друге, не позволяет, по техническим причинам картографии, провести общее тектоническое районирование на одной схеме (карте) с одинаковой полнотой для всех в большей части погребенных структурных ярусов. Полноценное районирование с показом структурных форм и их генетических типов может быть проведено только по отдельным этапам развития платформы, чему посвящена вторая часть монографии. Учитывая сложность и специфику при тектоническом районировании платформы, оно проводится по морфоструктурным признакам с выделением структур современного эрозионного среза и погребенных структур, представляющих собой интегральные модели погребенных структурных ярусов, что сопровождается схемами корреляции формационных рядов, участвующих в строении структурных ярусов. Поэтому для СП приводятся две схемы тектонического районирования: структурно-формационная для фундамента и морфоструктурная современного тектонического плана СП (прил. 3 и 4).

На схеме морфоструктурного тектонического районирования структуры фундамента показаны только в виде щитов (Анабарский, Алдано-Становой) и вскрывающихся скважинами небольших выступов фундамента. Структуры и вещественный состав складчато-надвиговых систем в обрамлении платформы показаны схематично: приводится только номенклатура и возраст складчато-надвиговых систем и поднятий (Енисейская, Таймырская, Туруханская).

Схема морфоструктурного тектонического районирования отражает крупные структуры отдельных СЯ как современного эрозионного среза, так и погребенных СЯ. На схеме в современном эрозионном срезе в чехле СП выделяются Тунгусская, Ангаро-Тасеевская и Вилуйская синеклизы, погребенная Курейская синеклиза, Анабаро-Оленекская антеклиза, Непско-Ботуобинская и Байкитская погребенные антеклизы, Среднеленская, Приенисейская и Прибайкальская моноклизы, Предпатомский погребенный прогиб, Приверхоянский, Енисей-Хатангский, Анабаро-Ленский и Ангаро-Вилуйский мезозойские прогибы, Туруханское складчато-надвиговое поднятие, Вилуйско-Патомская, Игарско-Норильская, Большеавамская и Маймеча-Котуйская палеорифтогенные системы. По окраине платформы выделяются эпиплатформенные, складчатые, палеорифтогенные структуры: Хараелахское, Шевлинское, Иркинеевское, Уджинское, Уринское, Присаянское поднятия и приорогенные Сухарихинский, Ушаковский и Келинский прогибы.

Для структур тектоно-магматической активизации показаны Присаянский, Южно-Якутский прогибы и Рыбинская, Токкинская, Чульманская впадины; магматогенные структуры Алдано-Станового, Карского и Восточно-Саянского сводов не показаны.

Особое значение для СП имеют разломы, систематика которых проводится по времени их образования или ревивации, морфологии и глубине заложения.

По времени образования разломов может быть выделено семь эпох, отвечающих тектоно-седиментогенно-магматическим циклам, среди них три критические. Проявление разломов относится к заключительным стадиям циклов. Разломы контролируют проявление магматической деятельности. По морфологии различаются круто-взбросо-сдвиговые и пологопадающие полициклические и чешуйчато-надвиговые моноциклические разломы. По степени глубинности заложения разломы разделяются на коровые и мантийные. Последние контролируют пути подъема глубинных магм и интрателлурических растворов (флюидов). Мелкомантийные разломы, проникающие в мантию до 100—200 км, контролируют формации толеит-базальтового состава; глубокомантийные разломы, связанные с рифтогенезом, проникающие в мантию на глубину свыше 200 км, диагностируются магматическими образованиями ультраосновного-основного, ультраосновного и щелочно-ультраосновного состава, сопровождающимися соответствующей металлогенической специализацией.

## СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА

Районирование фундамента произведено по структурно-формационному принципу с выделением типов СФО и СФЗ. Временной диапазон всех подразделений соответствует раннему докембрию с общепринятыми возрастными рубежами тектонических мегациклов. Верхней картируемой поверхностью фундамента являются рифейско-вендские коры выветривания и псеплены, кое-где эродированные. В строении верхней части земной коры, определяемой как фундамент, только отдельные подразделения типа покровных СФО и зон не превышают уровня метаморфизма фаций глинистых сланцев, в то время как большинство иных подразделений



сложено кристаллическими породами, наблюдаемый формационный облик которых, а также их пространственно-временные особенности определялись внутрикоровой глубинной тектоникой. Главными показателями этой тектоники являются мегаморфизм и особая складчатость с широким распространением многоактных пластических деформаций в обстановке послыдно-дифференциальных движений (с приращением или сокращением объема) и плавлением компетентных геологических тел. Поэтому при районировании фундамента возникает необходимость использования параметров, фиксирующих былую глубину нахождения СФК до вывода на пенепленизированную поверхность фундамента. Глубина образования вводится как важнейший показатель региональных типов СФО и зон, исходя из термобарических показателей условий протекания как метаморфических реакций, так и солидуса или перекристаллизации глубинных плутонических формаций. Градуировка (с выделением нижнекоровых, среднекоровых, верхнекоровых и покровных СФО и зон) произведена на основе РТ-диаграмм А. А. Маракушева с вынесением на нее полей концентрации термобарических характеристик конкретных формаций, изученных в регионе, и соответствует относительной глубинности с колебанием абсолютных значений  $\pm 2$  км (прил. 4). При этом учитывался максимально достигнутый уровень прогрессивной стадии метаморфизма вне зависимости от характера его зональности в границах СФО и СФЗ. Глубинность ретрометаморфических подразделений определялась по самым ранним реликтам, а для типов тектонитовых зон скупивания в шовных зонах учитывались, по возможности, крайние пределы глубинности. За показатель времени принимается возраст протолитов, экстраполируемый по состоянию изученности в очень разобщенные районы.

## СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА

Представлены обнаженными на поверхности участками (щитами, выступами) раннедокембрийского фундамента, нередко с проявлением на них разнообразных наложенных рифейско-фанерозойских структур. В строении фундамента таких щитов и выступов запечатлены формации от самых глубинных до поверхностных, отражающие характер постепенной крупнообъемной кристаллизации геологических тел как важнейшего фактора становления континентальной земной коры.

Региональная периодизация геологических образований только в деталях дополняет общепринятую, поэтому местные зоны и эры следует рассматривать как рабочие геохронологические подразделения: ранний архей (более 3100 Ма), поздний архей с эрами — олондо-борсалинской (3100—2750 Ма) и тас-миэлинской (2750—2500 Ма), ранний протерозой с кодарским зоном (2500—2000 Ма) и двумя послекодарскими эрами — акитканской (2000—1800 Ма) и улканской (1800—1550 Ма).

### АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ

Относится к категории активизированных щитов, чем определяется сложность его границ, как правило, дискордантных к внутренним складчатым структурам. Пенепленизированная поверхность щита полого погружается ниже уровня эрозионного среза чехла рифейско-вендских отложений на севере и мезозойско-кайнозойских отложений на юго-востоке. Краевые надвиги относятся на востоке к Кыллахско-



Нельканскому, а на юге к Монголо-Охотскому. На западе фрагменты рифейского красного надвига прослеживаются по Витиму, где к югу теряют свое значение в силу того, что по обе стороны шва все это пространство интенсивно переработано рифейско-мезозойскими гранитоидами. Поэтому юго-западная граница щита от Витима до верховьев Олекмы определяется тектоно-гранитоидной зоной (так называемые олекминские граниты) с крупными отторженцами и ксенолитами вулканогенных и осадочных отложений предположительно позднепротерозойского возраста. Описание щита будет произведено по десяти геологическим районам отдельно (рис. 9) с использованием материалов различных исследователей.

**Чарско-Олекминский район.** Здесь нижнеархейское основание сложено преимущественно среднекоровым биотит-амфибол-гнейсовым олекминским формационным комплексом (ФК), в ядрах антиформ которого обнажаются ФК нижнекоровые плагиоклазит-гиперстенсланцевые (курультинский,  $T = 3460$  Ма, чарский). Они различаются по составу метаморфизованных вулканитов (в первом из них это толеит-риодацитовая серия, а во втором коматиит-дацитовая), а также гранитоидными ФР натриевого типа, строение и состав которых определяются глубиной формирования и характером деформаций. На крайнем западе располагается изолированный выход двупироксен-сланцевого витимского ФК, возможно, верхнеархейского. Достоверные верхнеархейские структуры относятся к одному либо двум структурным этажам. Моноклинические вулканогенные пояса олондо-борсалинского времени сложены либо метакоматиит-андезит-дацитовым двухстадийным олондинским ФК ( $T = 3100\text{—}2900$  Ма) либо железистокварцитовым метапикротолит-дацитовым борсалинским ФК ( $t = 3000$  Ма).

Полициклические пояса в нижнем структурном этаже представлены тремя ФК: кварцит-мрамор-амфибол-сланцевым сырыльским ( $t = 2750$  Ма), метадацит-двусланцевым орюским и условно мрамор-метапесчаниковым тунгурчинским. Верхний структурный этаж составляет метаконгломерат-метапесчаниковый тасмизлинский ФК ( $T = 2700\text{—}2500$  Ма). Вне этих поясов на нижнеархейском основании широко распространены гранитоидные плутоны — крупные батолиты и тектоно-гранитоидные зоны.

Нижнепротерозойские структуры представлены складчатыми и плитными фрагментами Ленско-Удоканского протеробассейна среди сильно преобразованных выступов архейского основания. С этапами кодарского цикла в осевой части протеробассейна последовательно связаны такие ФК: песчаниково-черносланцевый кодарский (до 2800 м) фосфатно-благороднометаллоносный и песчаниково-сланцево-карбонатный урано-меденосный чинейский (до 3000 м). В краевой части протеробассейна им соответствуют такие ФК: ранние — песчаниково-карбонатно-черносланцевый бытыгырский золотоносный (до 1300 м) или туфо-песчаниковый с доломитами олонноконский (до 600 м), поздние — сланцево-песчаниковый (до 600 м) станнахо-олдонсинский меденосный или доломит-сланцево-песчаниковый салаткинский (до 500 м) меденосный. На высокоградиентном склоне протеробассейна на втором и заключительном этапах внедряются плутоны габброидно-фойдолитового ряда ( $t = 2202\text{—}1950$  Ма) с пикритоидами.

С ранним этапом акитканского цикла в осевой части протеробассейна связано формирование сланцево-песчаникового кеменского ФК (до 3500 м) меденосного. В краевых частях протеробассейна этому ФК соответствуют либо выходы песчаниковой красноцветной формации (до 500 м), либо конгломерат-песчаниковый красноцветный кебекгинский ФК (до 2500 м) меденосный. В поздние этапы цикла вдоль

\* Радиологический возраст здесь и далее:  $T$  — достоверный,  $t$  — условный.

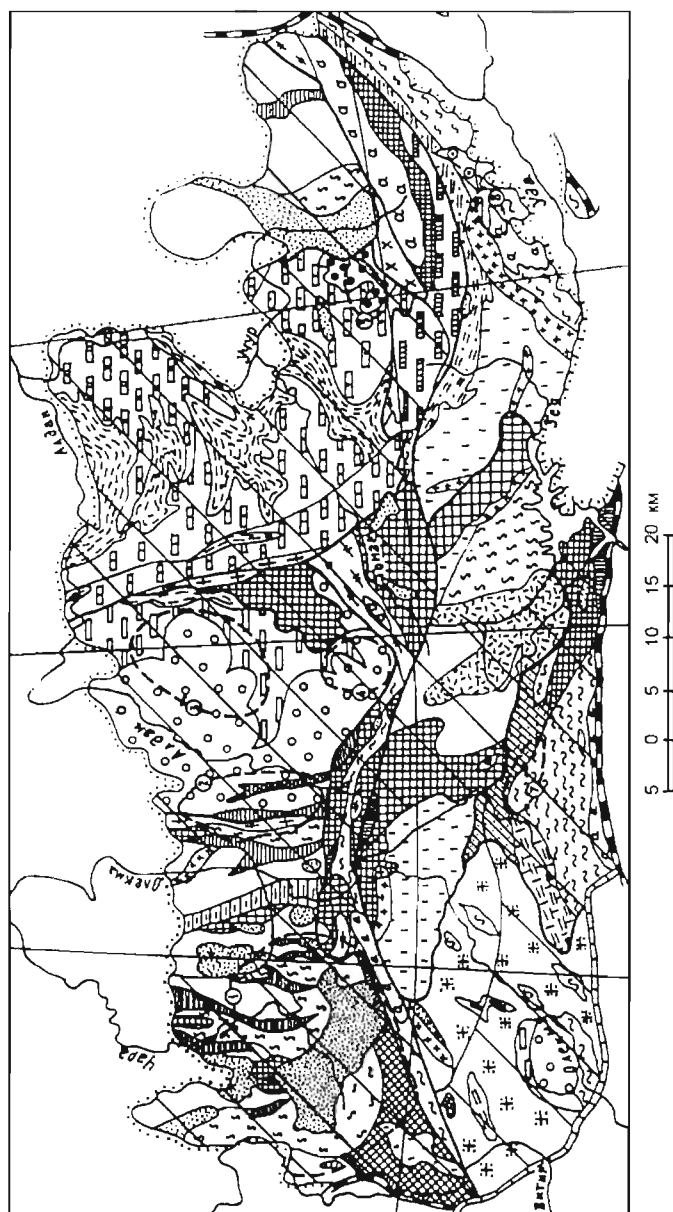


Рис. 9. Схема структурно-формационного районирования юкембрийских образований Алдано-Станового щита. Сост. Е. П. Миронок.

Нижний архей. 1–6 — формационные комплексы (ФК): 1 — плагиоклазит-гиперстенланцевые, 2 — двупироксеностанцевый кварцевый, 3 — кварцит-сидеритититовые, 4 — гранат-сидеритититовый тырканский, 5 — биотит-амфиболитовые, 6 — амфибол-биотититовые. Верхний архей. Археобассейны. 7 — мрамор-амфиболитовые ФК, 8 — мрамор-гиперстен-гранатитовые ФК, 9 — мрамор-сидеритититовые ФК, 10 — мрамор-пироксенитовые ФК, 11 — мрамор-плагиоклазит-пироксеностанцевый поликристаллическая туфанинская ассоциация, 12 — амфиболит-мрамор-эпидотитовый удеко-майский ФК, 13 — мрамор-биотититовый тундаский ФК, 14 — амфиболит-мрамор-биотититовый тунгирский ФК, 15 — андрит-гиперстенитовая сунагинская ассоциация. Археопоса. 16 — вулканогенные монохлоритовые ФК, 17, 18 — гранитоидно-мангрит-анортозитовые (ГМА) ФК, 17 — собственно анортозитовые, 18 — собственно гранитоидные; 19, 20 — вулканогенно-осадочные полихлоритовые ФК, 19 — Тарын-Темуйякский, 20 — Гилейский. Верхний архей — нижний протерозой. Поликристаллические интрузивные зоны: 21 — Амелич-Яртинская; 22 — Джегтулакская. Архей и зоны: 23 — тектоно-гранитоидные, 24 — ретрометаморфические, 25 — порфириобластические гранитоиды. Нижний протерозой. 26 — ФК осадочных и вулканогенно-осадочных протеробассейнов. Локальные зоны: 27 — рапакиви-гранитовые, 28 — гранитовые. Архей: 29 — гранитовые формации, 30 — фолдит-полиметасоматические ассоциации (1 — Кругоулодский, 2 — Суобанский, 3 — Селигдарский, 4 — Чульманский, 5 — Тырканский, 6 — Джагарминский, 7 — Чернышевский). Верхний протерозой. 31 — вулканогенно-осадочный манганский ФК, 32–35 — границы: 32 — покровных отложений (а — рифей-вельдских, б — мезозойско-кайнозойских), 33 — платформ (а — краевые разломы, б — тектоно-гранитоидные пояса), 34 — геологических районов, 35 — прочие.

осевой части протеробассейна внедряются плутоны габбро-норит-гранитовой ассоциации с рапакиви-гранитами ( $T = 1900\text{—}1800$  Ma). На периферии протеробассейна ей соответствует долерит-гранитовая ассоциация. На завершающем этапе формируются ареальные и приразломные метасоматиты и диафториты.

**Иенгрский район.** Здесь нижнеархейское основание сложено нижнекоровым кварцит-силлиманитогнейсовым иенгским ФК, вмещающим три разновозрастных плутонических ФР: пириболит-гиперстенплагиогнейсовый грековский ( $T = 3570$  Ma) с политипными ксенолитами, чарнокит-гиперстенгнейсовый малышевский ( $T = 3030$  Ma) и двух-трехстадийный позднеалданский ФР «гранитизированных пород» ( $T_1 = 3300$  Ma,  $T = 1950$  Ma). Верхнеархейские структуры разнородны и на востоке представлены археобассейном мрамор-амфиболсланцевого федоровского ФК ( $t = 3000\text{—}2600$  Ma). На западе располагается моноциклический вулканический пояс амфиболит-слодяносланцевого субганского ФК ( $t = 2960$  Ma) и один полициклический пояс, состоящий из четырех структурных этажей. Верхнеархейские этажи представлены следующими ФК: первый — амедичинским кварцит-амфибол-гнейсовым, второй — буровчинским метаконгломерат-мрамор-амфиболсланцевым. Нижнепротерозойские этажи представлены следующими ФК: первый — ярогинским метапесчаниково-мрамор-черносланцевым, а второй — болотнинским конгломерат-граувакк-песчаниковым. Остальные нижнепротерозойские структуры являются плутоногенными, развиваются на архейском основании и являются разноглубинными, двуциклическими. Кодарский цикл представлен ранними рассеянными телами метадолерит-гранитового хатыми-чугинского ФК ( $t = 2387$  Ma) и поздними плутоническими поясами и рассеянными телами, такими как лейкогаббро ( $T = 2037$  Ma) — монцонит-гранитовый Унгра-темиректахский плутонический пояс и отдельные тела гранит-лейкогранитовой каменковской формации ( $T = 2067$  Ma). Аkitканский цикл представлен высокотемпературными метасоматитами канкунской формации ( $t = 1900\text{—}1800$  Ma), фойдолит-полиметасоматическими ареалами ( $t = 2000\text{—}1800$  Ma), ареально-жильно-штокверковыми зонами полигенной кварцевохрустальной санититской формации и диафторитами.

**Тимптоно-Учурский район.** Разнородное нижнеархейское основание обнажено только около пограничных разломов и представлено на западе сеймским плагиоэктолит-гиперстенсланцевым ФК, а на востоке тырканским гранат-силлиманит-гнейсовым ФК. На остальной территории преобладают средне-нижнекоровые верхнеархейские мрамор-гнейсовые ФК (рис. 9), вулканы которых относятся к двум сериям: трахибазальт-андезидацитовый, базальт-андезит-дацитовый. Базальные горизонты этих ФК уничтожены в результате активных контактов с эндрбит-гиперстенгнейсовой суннагинской ассоциацией. Она является гетероформационной, что объясняется политипией ее представителей, среди которых преобладают эндрбитоиды спорного происхождения и более молодые ортогиперстенгнейсовые формации (гранодиорит-гранитовые и граносиенит-субщелочногранитовые). Менее, но значительно распространены фрагменты метаморфического основания, иногда экологитизированные, имеющие смешанное происхождение (толеиты и пикротолеиты, трахибазальты и андезиты, анортозиты и ферролейкогаббро, щелочные пикриты, тоналиты и трондьемиты, кварциты). Нижнепротерозойские образования представлены как приразломными выходами метадiorит-чарнокитового нижнетимптонского ФК ( $T = 1980$  Ma), высокотемпературных метасоматитов и диафторитов, так и ареальными выходами тел гранит-субщелочнолейкогранитовой гонамской формации и даже долеритовой южноалданской формации. Имеется один фойдолит-полиметасоматический тырканский ареал, а на крайнем юге — грабены с осадочными ФК акитканского и уланского времени.

**Чумикано-Ботомгский район.** Сложен преимущественно нижнеархейским среднекоровым биотит-амфиболгнейсовым ботомгским ФК, к центральной части выходов которого приурочен верхнеархейский вулканический пояс (железисто-кварцитовый метатиктолит-дацитовый эвikanский ФК). Западная часть выхода археид, непосредственно примыкающая к нижнепротерозойскому складчатому поясу, насыщена плутонами (в том числе крупными дайками) различных протерозойских формаций и включает клипы нижнекорового двупироксенсланцевого утуканского ФК среди ретрометаморфических образований.

Чумикано-Улканский складчатый пояс кодарского цикла сложен базальт-сланцевым рядом формаций (более 2500 м), который завершается плутонами габброидно-гранитного ряда ( $t = 2318$  Ма). Аkitканский цикл представлен в бассейне Гонама неубедительными по возрасту выходами песчаниково-черносланцевых ФК (поярковского и давангского) мощностью 800—1600 м с интрузиями гранитоидов. Хорошо представлены ФК улканского цикла. Базальная кварцево-песчаниковая с корами выветривания формация (топориканская или нулукская) западных регионов сменяется к востоку в верховьях Учур политипной трахидацит-габброидно-гранитовой ассоциацией ( $T = 1720—1702$  Ма), включающей на отдельных участках формации рапакиви-гранитовую и целочногранитовую.

Заключительный этап улканского цикла начинается корами выветривания ( $t = 1670$  Ма), над которыми в отдельных мелких прогибах залегает вулканогенно-обломочная бириндинская ассоциация, а также переходная нижнепротерозойско-рифейская пудингопесчаниковая конкулинская формация (300 м) золото-меденосная.

**Западно-Становой район.** Нижнеархейское основание сложено нижнекоровым кварцит-силлиманитгнейсовым моклаканским ФК и нераспознанными гранулитам среди ретрометаморфических образований, которые, как и верхнеархейские, размещены среди крупного Моклинского батолита. Верхнеархейские среднекоровые ФК относятся к двум типам — мрамор-биотитгнейсовому гундакскому и мрамор-амфиболсланцевому асынканскому со свойственными им обоим вулканами трахиандезибазальтовой серии. Моклаканский батолит полихронный и представлен двумя ФК: ранним габброидно-тоналитовым олошкинско-канским и поздним монцитонитно-гранитоидным ковылинско-дахтинским. Господствующие в последнем ФК порфиروبластические ксенолитоносные гранитоиды ( $t = 2000$  Ма) нередко образуют тектоно-гранитоидные зоны сложной конфигурации. Условно к нижнему протерозою отнесен кварцит-мрамор-графитогнейсовый амунский ФК в небольшом грабене на севере района, окруженный многочисленными телами гранитоидов пестрого состава, включающими рапакиви-гранитовую солукитскую формацию. Наиболее поздними являются мелкие тела гранит-субцелочнолейкогранитовой лопчинской формации и разнотипные зоны метасоматитов.

**Центрально-Становой район.** Сложен преимущественно разнотипными ФК нижнеархейского основания. Нижнекоровые плагиоклагит-гиперстенсланцевые ФК (ларбинский, сивакано-токский), иногда испытывавшие сильный ретрометаморфизм (брятинский ФК), чередуются со среднекоровыми низкотемпературными разнородными. В центре района это биотит-амфиболгнейсовый становой ФК ( $t = 3200$  Ма), а на западе района — амфибол-биотитгнейсовый нюкжинский ФК с метавулканами двух серий: субцелочнобазальт-риодацитовой и толеит-дацитовой. Древнестановая мигматит-плагиогранитовая формация ( $t = 3000$  Ма) этих ФК неуверенно распознается среди верхнеархейских гранитоидов. Верхнеархейские структуры представлены ограниченно в поясах: моноциклическом на севере (амфиболит-биотит-плагиогнейсовый сирицкий ФК) и полициклическом в центре

района (ретрометаморфический ФК и амфиболит-кварцито-двуслюдяносланцевый галгинский ФК с метаморфизованными субщелочными базальтоидами). Повсеместно распространены разномасштабные плутоны двух ФК: раннего габброидно-плагиогранитового талуминского и позднего габброидно-гранитового ( $t = 2700$ — $2500$  Ма) кабакта-кувыктинского. Габброидная ветвь позднего ФК представлена аресальными телами габбродиоритовой формации на западе, монцогаббро-монцодиоритовой формации в центре района и плугоническими поясами дифференцированных плутонов вдоль северных пограничных разломов. Нижнепротерозойские структуры помимо арсалов и зон диафореза и метасоматизма представлены у северной окраины района верхнекоровыми плутонами гранитовой либо гранит-субщелочно-слюдяногранитовой ( $T = 2400$  Ма) формаций.

**Восточно-Становой район.** Здесь преобладает среднекоровый амфибол-биотитгнейсовый комплекс, который скорее всего является полихронной ассоциацией, так как содержит три ФР с невыясненными соотношениями. Это амфибол-биотитгнейсовый купуринский ФР, амфиболит-мрамор-гнейсовый с железистыми кварцитами и реликтами (?) гранулитов марпачано-покровский ФР и амфиболит-кианит-слюдяносланцевый с железистыми кварцитами нижнесугджарский ФР. Вдоль северных пограничных разломов прослежен верхнеархейский пояс нижнекорового низкотемпературного удско-майского ФК с метаморфизованными грахиандезибазальтами. Широко распространены плутоны ферродиорит-кварцеводиоритовой формации. Нижнепротерозойские образования представлены редкими плутонами гранитовой формации и зонами диафореза.

**Тукурингский район.** Нижнекоровое нижнеархейское основание представлено плагиоэклогит-гиперстенсланцевым дамбукинским ФК, испытавшим несколько фаз ретрометаморфизма и рассланцевания. Верхнеархейские структуры относятся к трем типам. На западе находится один фрагмент среднекорового археобассейна (амфиболит-мрамор-биотитгнейсовый тунгирский ФК с метатрахибазальтами), а на крайнем юге — вулканический пояс (амфиболит-амфиболгнейсовый устьгилойский ФК). Третьей структурой является полициклический шовный пояс на севере района, где нижний структурный этаж представлен железистокварцит-амфиболсланцевым тындинским ФК, а средний структурный этаж — метапудингпесчаниково(тиллоиды?)-слюдяносланцевым аимканским ФК с хорошо развитым габброидно-гранитовым ФР, включающим порфиروبластгранитовую ксенолитоносную чернышевскую формацию. Верхний структурный этаж в мелких грабенах составляет верхнекоровый двухстадийный вулканогенно-песчаниково-сланцевый желтулакский ФК (с вулканиками субщелочнобазальт-лейкоандезит-риодацитовой серии) предположительно кодарского времени. Параллельно грабенам южную границу шовной зоны протруирует перидотит-габбровый пояс дифференцированных плутонов (включая протрузии низовьев Гилея с  $T = 1940$  Ма), иногда эклогитизированных. Широко распространены в районе двухстадийные гранитоидные ФР. Ранняя стадия представлена гранодиорит-граносиенитовым кудуинско-сайваканским ФР с монцитонитами, а поздняя — гранодиорит-гранитовым тукурингским ФР. Фоидолит-полиметасоматический ареал района ( $t = 2200$ — $2000$  Ма) охватывает также тела наиболее поздней субщелочногранитовой формации. Возможно, к акитканскому времени относится монцитонитоидный приразломный пояс северо-западного простирания, а также дайки пироксенит-долеритовой формации.

**Каларо-Джугджурский район.** Субширотный трансрегиональный пояс, ограниченный с юга зонами схождения разнонаправленных разломов, таких как Становой, Тырканда-Джугджурский и др. В районе наиболее распространены нижнекоровые ФК архея. Нижнеархейские ФК являются плагиоэклогит-гиперстенслан-

цевыми (курультинский, зверевский, сутамский, джанинский), а верхнеархейские представлены двумя типами. Один, мрамор-гнейсовый (туксанийская ФК), находится только в восточной части района, а второй, гранитоидно-мангерит-анортозитовый (ГМА), распространен повсеместно и несет метки несогласованных возрастов (2900—1700 Ма, иногда 3600 Ма в ксеногенном цирконе). ГМА ФК концентрируются в четырех крупных тектонических зонах, где являются либо существенно анортозитовыми (каларский, верхнеундытканский, джугджурский), либо существенно гранитоидными (калтанджурский). Каждый из этих ФК образует самостоятельный вид по причине наблюдающихся различий в их строении и составе. Общими чертами являются следующие признаки: для ранних формаций — кварцево-диоритовый состав, для главных формаций — габброидно-анортозитовый состав и многостадийность образования, для поздних формаций — малые тела пироксенит-габбрового состава и для заключительной формации — мангерит-гранитового состава. На всей остальной территории встречаются тела редуцированного ГМА ФК (кабактанский, верхнеалданский, авгенкурский и др.), а также тела однофазные. Средне-верхнекоровые фрагменты демиссионных структур верхнего архея и нижнего протерозоя небольшие и представлены различными ФК: кварцит-амфиболсланцевым бурпалинским, кварцит-мрамор-эпидотгнейсовым субтугутурским, вулканогенно-карбонатно-герригенным чульманским ( $t = 2400$  Ма), терригенным поярковским и др. Не менее разнообразны средне-верхнекоровые plutonические зоны и ареалы, зоны разнотемпературного диафтореза и метасоматоза. Самыми молодыми являются дайки габбродолеритовой южноалданской формации ( $t = 1700$  Ма).

**Кенгурак-Чогарский район.** Состоит из двух подрайонов. В западном среди апогранулитовых ретрометаморфитов обнажаются части пограничного плутона метаанортозит-габбровой кенгуракской формации и мелкие тела метапироксенит-габбро-лейкогаббровой джелиндинской формации. В восточном подрайоне среди интенсивно ретрометаморфизованного нижнекорового нижнеархейского чогарского ФК имеются выходы двух ГМА ФК верхнего архея (?). На севере это крупные плутоны сехтагско-марагайского ФК, а на юге — малый плутон метапироксенит-габбронорит-анортозитовой баладекской формации, частично эклогитизированной. Нижнепротерозойские структуры представлены вулканическим полем базальтриолитового раннеджагарминского ФК, пограничными плутонами гранодиорит-гранитовой таксакандинской формации, фойдолит-полиметасоматическим ареалом выходов джагарминского ФК и мелкими телами субщелочногранитовой полиформационной гохи канской ассоциации.

## АНАБАРСКИЙ ЩИТ

Щит имеет повсеместно денудационные границы с платформенным чехлом, представленным вендскими отложениями на юге и рифейскими на всем остальном пространстве. На западе щита переход нижнепротерозойских к нижнерифейским отложениям трактуется по-разному и проводится нами по подошве лабызтахской свиты мукунской серии с возрастом 1,53—1,55 млрд лет (рис. 10).

Для обнаженного здесь фундамента характерно устойчивое субдолготное простираие основных раннедокембрийских структурных элементов с широким развитием пород гранулитовой фации метаморфизма, смятых в сложные линейные складки, как правило, моновергентные (падение осевых плоскостей на северо-восток).

Самым древним является далдынский плагиоклогит-гипергенсланцевый ФК с возрастом протолитов по несогласованным данным от 3800 до 3320 Ма, который

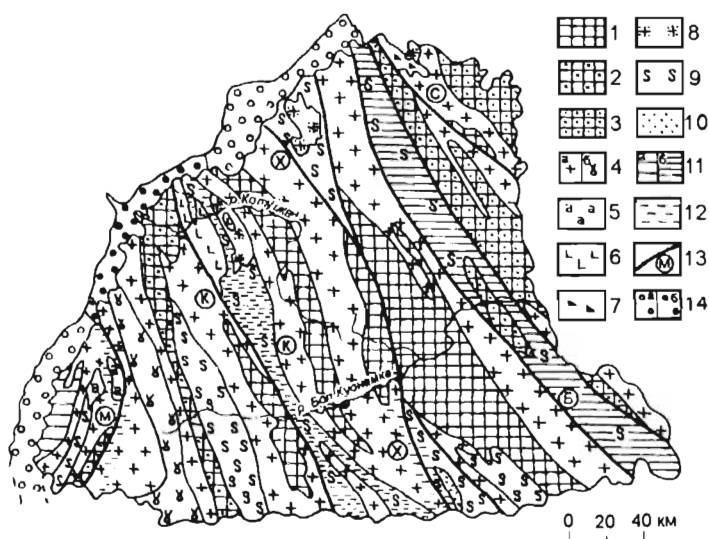


Рис. 10. Схема структурно-формационного районирования Анабарского щита. Сост. Е. П. Миронок.

**Нижний докембрий. Нижний архей:** 1 — плагиоклассит-гиперстенсланцевый далдынский ФК. **Верхний архей:** 2 — мрамор-гиперстенгнейсовый маганский ФК; 3 — мрамор-гранитоидный хапчанский ФК; 4 — эндрит-гиперстенгнейсовый верхнеанабарский ФК (а) и метагранодиоритовая амбардахская формация (б); 5—7 — гранитоидно-мангерит-анортозитовый (ГМА) ФК в составе формаций: 5 — битовинит-анортозитовой маганской, 6 — габброидно-анортозитовой котуйканской, 7 — диорит-тоналитовой салтахской; 8 — формация порфиробластических гранитов северохаранская. **Верхний архей — нижний протерозой.** 9 — ассоциация ретрометаморфических пород ламуйская. **Нижний протерозой** *Ранние образования.* 10 — кварцито-песчанниковая формация, 11 — интрузивно-гранитоидные зоны распространения бидляхской формации порфиробластических гранодиоритов-гранитов (а — красная зона, б — Бидляхская зона); 12 — зоны гетероформационно-бластокатакта изгибовые, 13 — их граничные разломы и названия (КМ — Котуйкан-Монхолоднская, Б — Бидляхская, Х — Харанская, М — Маганская, С — Салтахская). *Поздние образования:* 14 — чехол пильинско-бурдурского ФК (а — кварценопесчанниковая формация, б — базальт-гранелит-кварцевопесчанниковая ассоциация).

содержит редкие метаперидотит-анортозитовые силлы, и вместе с более молодыми верхнеархейскими, менее глубинными мрамороносными комплексами (нижнекоровым маганским на западе и нижне-среднекоровым хапчанским на востоке) расчленен громадными выходами эндрит-гиперстенгнейсового ФК и зонами внутрикорового смятия согласными с генеральным простираем всех складчатых структур. Верхнеархейские комплексы вмещают мелкие тела ультраосновных ортосланцев, обнаруженные среди всех ФК кроме маганского, и раннеамбардахской ортопироболит-гиперстенсланцевой формации. В западных районах щита широко распространены разнообразные по размерам доскладчатые массивы амбардахской метадиорит-гранодиоритовой формации.

Наиболее молодыми верхнеархейскими образованиями являются мигмаплутоны порфиробластических гранитоидов и мелкие тела двуполевошпатовых гранитоидов с микроклиновыми пегматитами. Согласно геохронометрическим данным метаморфизм архейских образований происходил в два этапа — 2720 и 1970 Ма.

Нижнепротерозойские образования относятся к двум структурным этапам. Первый полностью контролируется внутрикоровыми зонами смятия, содержащими крупные фрагменты более древних образований. Для этих зон характерно массовое рас-



пространение ретрометаморфических ассоциаций с бластотектонитами и разнообразными метасоматитами, которые связаны с двух- и трехактным метаморфизмом в последовательности убывающей температурности. В зонах бластотектонитов встречаются останцы (шириной до 1—2 км) предположительно либо верхнеархейского амфиболит-амфиболгнейсового комплекса (Котуйкан-Монхоолинская зона), либо условно нижнепротерозойских комплексов низкобарического метаморфизма (амфиболит-двусланцевый в Котуйкан-Монхоолинской зоне и амфиболитового или кварцито-песчаникового — в Харапской зоне). Значительно чаще эти зоны контролируют размещение тектонически разлинзованных крупных (до 500 км<sup>2</sup>) и мелких тел ГМА ФК и инъективно-протрузивные тела метадолеритовой формации и вебстерит-гарцбургит-верлитовой ассоциации (Котуйкан-Монхоолинская зона), а также метатроктолит-габброноритовой формации (Харапская зона). Помимо этого долеритовые дайки встречаются у западной окраины щита. Размещение нижнепротерозойских средних и мелких плутонов билляхской формации порфиروبластических гранодиоритов и гранитов (с граносиенитами и монцонитами) показано на рис 10.

Первый этаж заканчивается мелкими телами флюоритоносной гранит-лейкогранитовой формации с разнообразными пегматитами ( $t = 1900$  Ma), главным образом в западной части щита.

Второй структурный этаж начинается корами выветривания (до 35 м), аллохтонные продукты которых попадают в перекрывающий их красноцветный базальт-кварцевопесчаниковый ильинско-бурдурский ФР (до 500 м). В этом ряду верхняя формация (бурдурская) обладает устойчивым составом, а нижняя (ильинская — 250 м) невыдержанная, как за счет пространственной локализации гравелитовой подформации в ассоциации с базальтовой (покровы до 10 м), так и за счет появления аркозов в северной части развития формации.

### СОЛОЛИЙСКИЙ ВЫСТУП

Находится в центральной части Оленекского сводового поднятия и представляет собой узкий (10 км) выход нижнепротерозойского фундамента, вытянутого в северо-восточном направлении (70 км) в соответствии с простиранием крупной дайки верхнерифейских долеритов, которая расположена чуть северо-западнее. Степень денудации фундамента слабая, он в разных местах перекрыт чехлом верхнепротерозойских (возраст 1421 млн лет), нижнепермских и нижнетриасовых отложений. Здесь обнажены зеленосланцево-метаморфизованные отложения, испытавшие моновергентную (на северо-восток) изоклинальную складчатость. Они сложены слабозолотоносным (до 0,04 г/т) экейтским ФК. Его осадочные формации слагают ряд такой последовательности: сланцево-песчаниковая (1500 м), песчаниково-черносланцевая (300 м), сланцевая (300 м) и черносланцевая (400 м) с вулканогенной формацией, представленной метабазами (тела до 90 м). Плутонические формации представлены штоками кварцеводиорит-тоналитовой формации с наложенным микроклиновым порфиробластезом и крупным двухфазным массивом гранодиорит-гранитовой бурозекитской формации ( $t = 1846—2080$  Ma). Встречаются дайки и штоки кварцевых порфиров, жилы — кварцевые, кварцево-карбонатные (иногда касситеритсодержащие) и пегматитовые ( $t = 1950—2050$  Ma), в том числе турмалин-двусланцево-микроклиновые с рассеянной редкометалльной минерализацией, слабозолотоносные (до 0,4—0,6 г/т). В базальных слоях пород чехла обнаружено золото, предполагаемым источником которого являются породы этого выступа. В нижней перми это золото в сростках с кварцем или касситеритом, а в нижней юре достигает содержания 5,3—6,0 г/т.



## ГУТАРСКИЙ ВЫСТУП

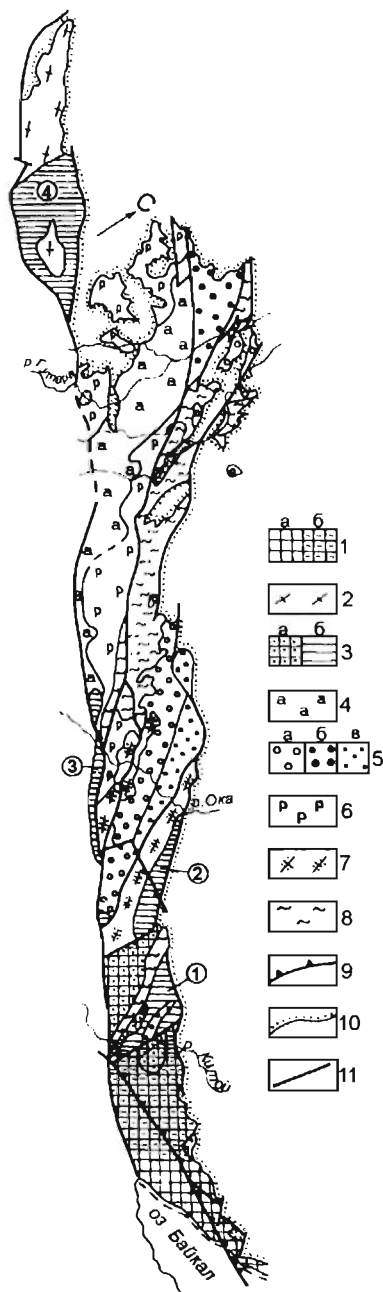
Представляет узкое краевое поднятие фундамента Сибирской платформы, частично активизированное в палеозое, мезозое и кайнозое. На северо-востоке выступ имеет денудационную границу с верхнерифейскими—юрскими отложениями, на юго-западе — тектоническую по разломам Главной Саянской системы, которая в деталях по различным исследователям занимает здесь альтернативное положение. В целом возраст этой системы разломов среднемезозойский—кайнозойский, хотя на различных сегментах уславливается рифейский, раннепалеозойский, возможно, среднепалеозойский возраст их отдельных составляющих. Фундамент Гутарского выступа (рис. 11) состоит из различных раннедокембрийских структур, ориентированных вдоль протяженных разломов главным образом северо-западного, реже субдолготного направления.

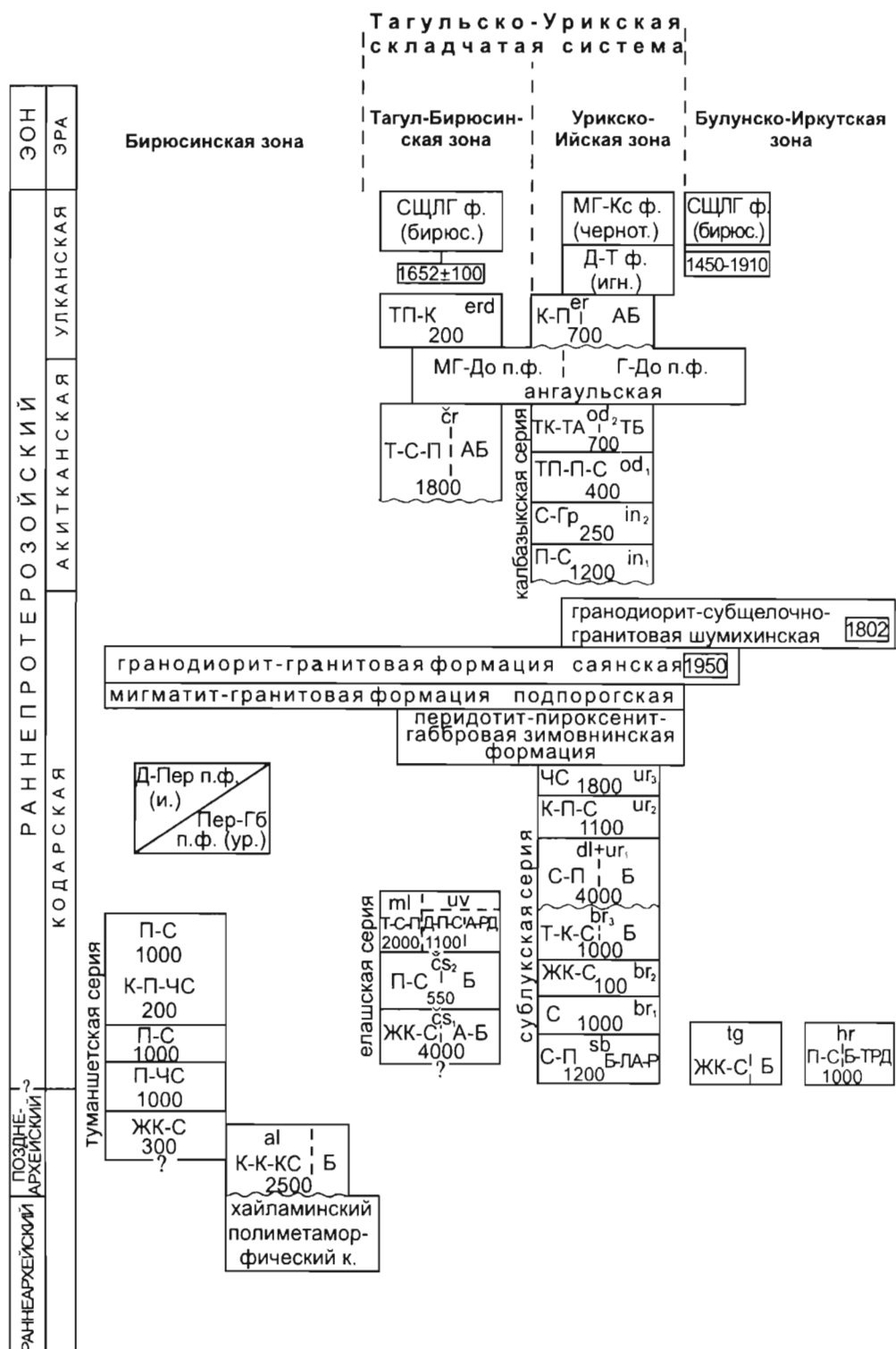
Нижнеархейские образования шарыжалгайского ФК ( $t = 3100$  Ma) слагают многоэтапные линейно-брахиформные складки с наложенными телами разноглубинных ультрабазитов и гранитоидов, а также разнотипных ретрометаморфических образований с возрастными от раннего архея до раннего палеозоя включительно.

Верхнеархейские образования разнообразны и в значительной степени диагностируются недоста-

Рис. 11. Схема структурно-формационного районирования дорифейских образований Гутарского выступа. Сост. Е. П. Мирошник.

1, 2 — нижний архей: 1 — плагиоклозит-гиперстенсланцевый шарыжалгайский ФК (*a* — слабоизмененный, *b* — сильноизмененный), 2 — биотит-амфиболгнейсовый анжиский ФК; 3 — верхний архей (*a* — археобассейны с ФК: мрамор-гранатогнейсовым китойским, мрамор-амфиболгнейсовым черемшанским; *b* — археопояса (цифры в кружках для зон: 1 — онотской метаконатит-мрамор-слюдагнейсовой, 2 — таргозойской метаконатит-амфиболсланцевой, 3 — приразломной метасперидит-амфиболитовой, 4 — кулжанской метаконатит-гнейсовой); 4 — верхний архей—нижний протерозой(?) Бирюсинской зоны (кварцит-карбонатно-кварцито-сланцевый ФК и карбонатно-кварцит-чёрносланцевый ФК); 5 — нижний протерозой Тагульско-Урикской складчатой системы (*a* — вулканогенно-кварцит-андалузитсланцевый ФК, *b* — вулканогенно-молассоидный калбазыкский ФК, *к* — Булунско-Иркутской зоны вулканогенно-осадочные несущественно идентифицированные ассоциации); 6 — полиметаморфический хайламинский ФК; 7, 8 — тектоно-гранитоидные пограничные пояса нижнего протерозоя: 7 — гранодиорит-гранитовые, 8 — полиформационные; 9 — автономный арал распространения плутонов гранодиорит-субщелочногранитовой шумихинской формации; 10 — подошва отложений рифейско-палеозойского чехла Сибирской платформы; 11 — главные разломы.





точно уверенно. Помимо различных комплексов вулканогенных поясов, метаморфизованных зонально в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях ( $T = 2600—2800$  Ма), сюда относятся комплексы археобассейнов, метаморфизованные сильнее (до гранулитовой фации) — черемшанский и китойский с возрастом около 2,3 млрд лет. Эти комплексы залегают в синформах главных картируемых структур на сильнодиафторированном шарыжалайском основании. Вулканогенные пояса с коматиитами в кулижанском и савинском комплексах залегают иногда со спорными взаимоотношениями на биотит-амфиболгнейсовом основании (комплексы анжуйский, ерминский). Среди комплексов вулканогенных поясов непосредственный возраст ( $T = 2600—2786$  Ма) установлен только для ассоциации метаморфических пород и ультраметагенных гранитоидов савинского комплекса в Онотском поясе. Они сопровождаются выходами ультраосновных — основных пород в виде до- и складчатых факолитов (мощностью до сотен метров), сопряженных с вулканитами. Вне таких поясов близкие по составу плутоны, обычно спорного возраста, слагают мелкие массивы, дайки, среди которых встречаются такие ассоциации и формации, как титаноносная расслоенная метаперидотит-пироксенит-габбровая, иногда с диоритами (малотатульская, кулибинская), умеренно дифференцированные никеленозные метадуни-перидотитовая с гранатовыми лерцолитами (кингашская), метаперидотит-габбровая (урдаокинская?), реже метатроктолит-габбровая (арбанская), метапироксенит-габбровая (карагинская), а также недифференцированная (апатитоносная) субщелочных ортоамфиболитов хайламинского комплекса. В отдельных случаях для подобных тел устанавливаются аллохтонное залегание и сверхглубинные минеральные преобразования ( $P \geq 12$  кб). Самыми поздними являются мигма-плутоны и плутоны разнообразных гранитоидов, представленных чаще всего двумя ассоциациями: тоналит-трондьемитовой (древнешумихинская) и гранитов гнейсовидных и порфиробластических (тукшинская, хадаминская с возрастом около 3,2 млрд лет).

Нижнепротерозойские образования создают в центральной части Гутарского выступа две складчатые системы с различным характером метаморфизма: Тагульско-Урикскую и Бирюсинскую гетероформационную (с фундаментом из полиметаморфического хайламинского комплекса, в котором содержатся реликты высокобарических гранулитов). На иной территории выступа ранние протерозойды

**Рис. 12. Схема корреляции верхнеархейско-нижнепротерозойских формаций Гутарского выступа.** Сост. Е. П. Мирошник.

В прямоугольнике — цифры абсолютного возраста, млн лет.

**Стратиграфические подразделения.** *Свиты:* *br* — болышечеренская, *dl* — даладарминская, *er* — ермошихинская, *in* — ингалтинская, *ml* — мальцевская, *od* — одайская, *ur* — урикская, *cs* — часовинская, *sh* — шаблыкская; толщи: *erd* — ердинская, *tg* — тагинская, *uv* — уватская, *hr* — харантойская, *cr* — чернореченская; комплексы: *al* — алхадырский. **Плутонические комплексы:** бирюс. — бирюсинский, и. — ийский, гун. — гунинский, итп. — итпогский, ур. — урдаокинский, чернот. — чернотатнинский.

**Геологические формации. Осадочные:** Д-П-С — доломит-песчаниково-сланцевая, ЖК-С — железистокварцит-сланцевая, К-П — конгломерат-аркоз-кварцевоспесчаниковая, К-П-С — карбонатно-песчаниково-сланцевая, К-К-КС — кварцит-карбонатно-кварцит-сланцевая, К-П-ЧС — карбонатно-песчаниково-черносланцевая, Т-К-С — туфо-карбонатно-сланцевая, П-С — песчаниково-сланцевая, П-ЧС — песчаниково-черносланцевая, С — сланцевая, С-Гр — сланцево-граувакковая, С-П — сланцево-песчаниковая, Т-С-П — туфо-сланцево-песчаниковая, ПП-К — туфопесчаниково-конгломератовая, ТП-П-С — туфопесчаниково-песчаниково-сланцевая, ТК-ГА — туфоконгломерато-туфоалевролитовая, ЧС — черносланцевая.

**Плутонические формации:** АБ — андезитбазальтовая, А-Б — андезит-базальтовая, А-РД — андезит-риодацитная, Б — базальтовая, Б-ЛА-Р — базальт-лейкоандезит-риодитовая, Б-ТРД — базальт-трахириодацитная, Г-До — габбро-долеритовая, Д-Пер. — дунит-перидотитовая, Д-Т — диорит-тоналитовая, МГ-До — монцогаббро-долеритовая, МГ-Кс — монцогаббро-кварцевосенитовая, Пер-Гб — перидотит-габбровая, СЦПГ — субщелочно-лейкогранитовая, ТБ — трахибазальтовая.

проявлены повсеместно в виде плутонов, зон ретрометаморфизма, рассланцевания и метасоматизма. Объем и возраст протерозойских образований понимаются неоднозначно. В принимаемом варианте нижнепротерозойские образования относятся к трем структурным ярусам при спорности не только возрастных границ первого и третьего ярусов, но и возраста алхадырской и туманшетской серий. Геологическое единство последних определяется общим крупным линейным поясом догранитовых формаций — ийской и урдаокинской (рис. 12).

Первый структурный ярус состоит из нескольких подъярусов и фиксируется широкопроявленными в интервале 2,0—1,8 млрд лет гранитоидами самых различных форм проявления и происхождения, что, в частности, отражено в сопутствующем пегматитообразовании (мусковитоносном в Бирюсинской складчатой системе и редкометалльном в Тагульско-Урикской).

Неопределенный возраст имеют плугонические образования канской части Гугарского выступа, где из состава бывшего саянского комплекса выделяется послекулибинская ассоциация, представленная формациями: канской диорит-тоналитовой, кирельской гранит-лейкогранитовой в широком диапазоне щелочности, кузынской монцодиорит-кварцевомонцит-субщелочногранитовой и послекузынской дайковой тоналит-плагиогранитовой порфировой. Более молодыми (?) являются редкие плутоны расслоенной талажинской дунит-троктолит-анортозитовой формации.

## СТРУКТУРЫ ЧЕХЛА ПЛАТФОРМЫ

В чехле платформы выделяются плитные пликативные структуры: Тунгусская, Ангаро-Тасеевская и Вилуйская синеклизы, Анабаро-Оленекская антеклиза, Непско-Ботуобинская и Байkitская погребенные антеклизы, Курейская погребенная синеклиза, Приенисейская, Прибайкальская и Средненльская моноклизы, Енисей-Хатангский, Анабаро-Ленский, Ангаро-Вилуйский внутриплатформенные прогибы, пологоскладчатые структуры: Предпатомский погребенный прогиб, Приверхоянский прогиб, Игарско-Норильская, Большеавамская, Маймеч-Котуйская, Уржинская, Иркинесевская, Присаянская, Хараулахская и Вилуйско-Патомская погребенные палеорифтогенные системы (прил. 3).

Характеристика структур чехла СП сопровождается схемами корреляции формационных рядов, отражающими стратиграфическую привязку, состав и мощность формационных тел.

### ПЛИТНЫЕ ПЛИКАТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

**Тунгусская синеклиза**, по Н. С. Шатскому, или амфикилиза, по М. В. Муратову, занимает центральную и северо-западную части СП. Синеклиза осложняется сериями впадин от мелких на юге до более глубоких на севере, зеркало падения которых ориентировано на север—северо-запад. Она граничит по зонам региональных разломов с Анабаро-Оленекской антеклизой на северо-востоке, Прибайкальской и Приенисейской моноклизами на юго-востоке и юго-западе, с Туруханским поднятием и Игарско-Норильской зоной линейных структур на северо-западе, Авамско-Дельканским прогибом на севере и Ангаро-Тасеевской синеклизой на юго-западе. Синеклизу ограничивают Вилуйско-Котуйская, Ангаро-Вилуйская, Ангаро-Катангская, Ламско-Летнинская и Авамско-Амбардахская зоны разломов. Тунгусская синеклиза представляет собой горную страну, в которой выделяются Средне-Сибирь

ское плоскогорье с обширным лавовым плато Путорана с абсолютными отметками до 1710 м, формировавшимися с конца мезозоя и в кайнозое.

В рельефе поверхности кристаллического фундамента платформы под синеклизой выделяется серия крупных поднятий и разделяющих их глубоких прогибов, впадин и седловин. Глубины до поверхности фундамента изменяются от 4 до 8 км. Амплитуда большинства положительных форм рельефа составляет 1—2 км. Особое значение имеют Центрально-Тунгусское поднятие и Восточно-Тунгусский прогиб, расположенные в зоне нижнепротерозойского и рифейского Байкало-Таймырского рифта, ранее известного как зона Байкало-Таймырского линейamenta [Драгунов, 1965]. Центрально-Тунгусское поднятие протягивается на 1000 км от верховьев Хеты до нижнего течения Таймуры (при ширине 100—150 км).

Восточно-Тунгусский прогиб расположен в бассейнах рек Маймечи, Кочечумы, Тембенчи, Котуя, Воеволихана, Нидыма, длина его более 1000 км, ширина от 150 км на севере до 250 км в южной части. Прогиб осложнен системой горстов и грабен. К горстам относятся Нижнемаймечинский, Гудкондинский и Ессейский выступы с глубинами до кристаллического фундамента не более 4—5 км. К грабенам приурочены Верхнемаймечинская, Тембенчинская, Воеволиханская и Туринская впадины глубиной до 8 км и более.

В строении Тунгусской синеклизы участвуют верхнепалеозойский терригенный угленосный структурный подъярус (СПЯ) и залегающий на нем почти горизонтально вулканогенный СПЯ нижнего триаса, образующие единый формационный ряд верхнепалеозойско-нижнемезозойского плитного структурного яруса (СЯ), мощность которого колеблется от нескольких сотен до более 3000 м. Синеклиза залегает со структурным и стратиграфическим несогласием на различных разновозрастных структурно-формационных ярусах (СФЯ) от верхнего венда до верхнего девона, составляющих погребенную Курейскую синеклизу. Стратиграфическую привязку рифейских, вендских и ниже-среднепалеозойских формационных рядов, состав формаций и их мощность иллюстрирует корреляционная схема Курейской погребенной синеклизы.

Верхнепалеозойский СПЯ Тунгусской синеклизы вскрывается по ее периферии — узкими полосами на севере и широкими полями на ее юге. Триасовый вулканогенный СПЯ формирует каркас основных структур Тунгусской синеклизы. Реликты триасового структурного подъяруса за пределами Тунгусской синеклизы сохранились в виде грабен на Енисейском крыже и на Анабаро-Оленекской антеклизе. Аналоги формационных рядов Тунгусской синеклизы вскрываются на Горном Таймыре и за восточными границами платформы, в Верхоянской складчатонадвиговой системе.

В современном плане Тунгусской синеклизы выделяются Нижнетунгусская асимметричная терригенно-угленосная впадина, Центрально-Тунгусская и Путоранская глубокие овальные базальтовые впадины и Ванаварская плоская базальтовая пирокластическая маломощная впадина с Чадобецким куполовидным поднятием, а также Учаминское дугообразное линейное поднятие, разделяющее перечисленные впадины. В северо-западной части Тунгусской синеклизы вдоль Игарско-Норильской зоны линейных структур выделяется узкая Ламско-Горбиачинская впадина, осложненная структурными носами, погружающимися на восток. На северо-востоке крыла синеклизы, на продолжении погребенного Учаминского поднятия, выделяются Нижневилюйканский вал и Среднеморкокинская мулда.

Стратиграфическую привязку верхнепалеозойских (каменноугольно-пермских) и нижнемезозойских (триасовых) формационных рядов, состав и мощность видов формаций иллюстрируют схемы корреляции (рис. 13).

Рис. 13. Схемы корреляции формационных рядов каменноугольно-гриасового структурного яруса Тунгусской синеклизы (А) и расположения коррелируемых разрезов С—Г Тунгусской синеклизы (Б) (сост. Н. С. Малич, В. Н. Егоров).

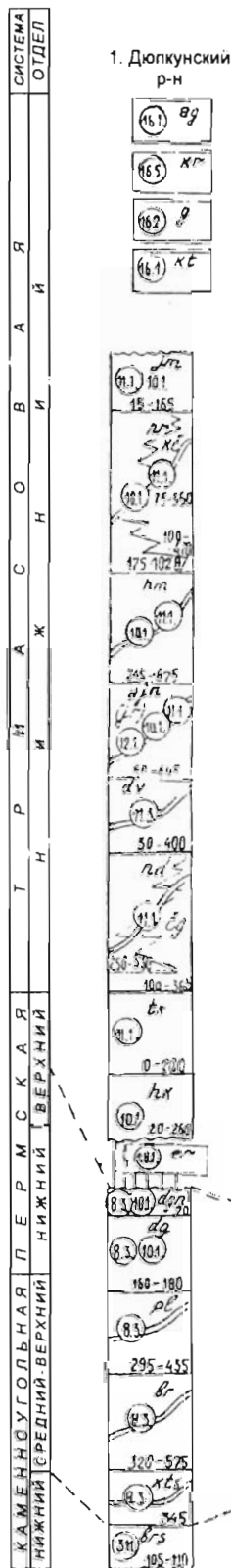
А. а — граница СТИА

**Геологические формации. Семейства осадочных формаций:** 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.11 — пестроцветная глинисто-известняково-песчанниковая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.11 — глинисто-известняковая (аргиллитово-известняковая); 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноватых и сероцветных формаций: 7.11 — сероцветная глинисто-песчанниковая; 8 — семейство терригенных угленосных формаций: 8.3 — угленосная конгломератово-алевролитово-аргиллитово-песчанниковая (тунгусского типа); 8.4 — угленосная песчаниково-аргиллитово-алевролитовая (ленинского типа); 9 — семейство формаций кор выветривания: 9.1 — кварцево-песчанниковая и грауелитово-кварцево-песчанниково-песчаная; 10 — семейство вулканогенно-осадочных формаций: 10.1 — туффитово-песчанниковая с базальтовой пирокластикой, 10.3 — туффитово-песчанниковая с щелочно-основной пирокластикой, 10.5 — туффитово-песчанниковая с кислой пирокластикой.

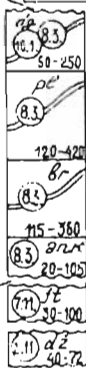
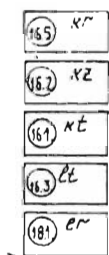
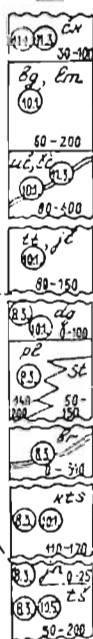
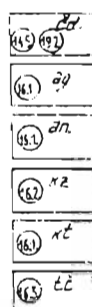
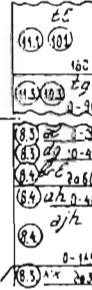
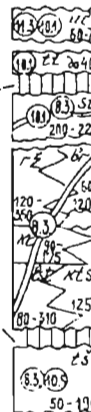
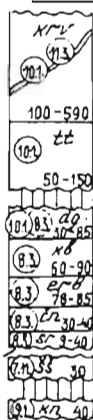
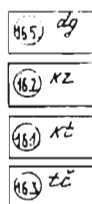
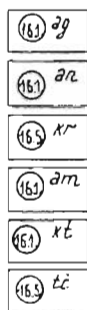
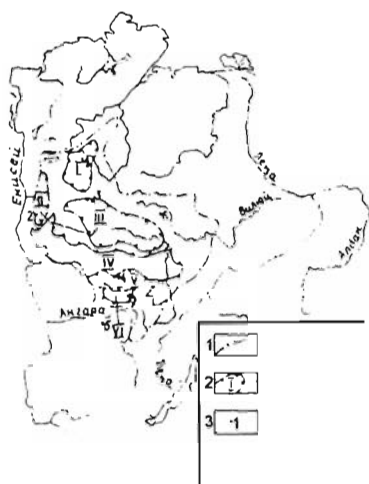
**Семейства и рода магматических формаций. Вулканогенные:** 11 — основного состава: 11.1 — толент-базальтовая (базальты, андезитбазальты, лейкобазальты); 11.3 — базальтовая пирокластическая (туфы, агломераты); 12 — щелочно-основного состава: 12.1 — трахибазальтовая; 14 — щелочно-ультраосновного состава: 14.5 — кимберлитовых трубок взрыва. **Интрузивные:** 16 — основного состава: 16.1 — долеритовая (долериты, оливиновые и безоливиновые пегматоидные долериты, анортзит-долериты, кварцевые долериты); 16.2 — ферродолеритовая (оливиновые долериты, ферро-долериты, долерит-пегматиты, гранофиры); 16.3 — тешенит-долеритовая (лейкодолериты, тешенит-долериты, габбро-тешениты); 16.5 — троктолит-долеритовая; 18 — щелочно-основного состава: 18.1 — трахидолеритовая (трахидолериты, порфириодитовые трахидолериты, комптониты, вогезиты и др.); 19 — щелочно-ультраосновного состава: 19.2 — ийолит-карбонатитовая (меллититы, мелтеититы, ийолиты, щелочные нефелиновые сиениты, фоскориты, карбонатиты, нельсониты, франколиты).

**Коррелируемые таксоны С<sub>1</sub>—Т<sub>1</sub> Тунгусской синеклизы. Комплексы:** *ag* — агатский, *kr* — курейский, *g* — горбачинский, *kt* — катанский, *am* — амовский, *tc* — тычанский, *lt* — летинский, *cd* — чадобецкий, *an* — ангарский, *kz* — кузьмовский, *et* — ергалахский; свиты: *jm* — ямбуханская, *nr* — неракарская, *kc* — кочечумская, *hm* — хоннамакитская, *ajl* — аянская, *jr* — юряхская, *dv* — двурогинская, *nd* — надежинская, *cg* — чангодинская, *tk* — туклонская, *hk* — хаханчанская, *ndm* — нидымская, *bg* — бутариктинская, *nc* — учаминская, *u* — тутоучинская, *krv* — корвучинская, *ck* — чайковская, *lm* — лимптеконская, *cz* — чичканская, *jc* — южночумская, *tl* — туфолововая, *tg* — туфогенная, *dgn* — дегенская, *dg* — дегалинская, *pl* — пелятчинская, *gg* — ггарьесогровская, *kh* — кербовская, *st* — старцынинская, *al* — алакитская, *hrl* — борзулодская, *br* — бургулжинская, *erb* — ербинская, *rz* — рыжковская, *kl* — клунтайгинская, *ah* — ахтарандинская, *ajh* — айхальская, *amk* — амакитская, *en* — чинокская, *lst* — листвяжинская, *kts* — катская, *sr* — суридинская, *jn* — янготойская, *bvx* — брусская, *fl* — фатяпинская, *dz* — джестулинская, *ks* — кушукская, *kn* — кондроминская, *ks* — тушамская, *kk* — конекская.

**Б.** 1 — граница Тунгусской синеклизы; 2 — номер и границы структур первого и второго порядков; 3 — номер и местонахождение разрезов 1—VI — основные структуры первого и второго порядков (I — Сыверминская впадина, II — Нижнетунгусская впадина, III — Центральная-Тунгусская впадина, IV — Учалынское поднятие, V — Вапаварская впадина, VI — (Желтигудковский вал).



7. Чадобецко-  
Тэтэринский р-н



Нижнетунгусская впадина меридионального простираения длиной до 400 км при ширине до 100 км, расположенная вдоль Игарско-Норильской зоны линейных структур, наиболее полно изучена В. А. Федотовой. Сложена впадина каменно-угольно-пермским СПЯ мощностью от 200 м на восточном пологом крыле и до 1100 м на западном крутом крыле. Триасовый СПЯ впадины представлен серией мощных долеритовых силлов, относящихся к толеит-долеритовой (катангский комплекс), ферро-долеритовой (кузьмовский), троктолит-долеритовой (курейский), грахидолеритовой (сргахский), а также маломощной туффито-песчаниковой (тутончанская свита) формациями плитного мафитового преимущественно интрузивного толеит-долеритового СФЯ. Во впадине выделяются Большепорожский вал, Рудничная и Джалтулская мульды, Дьявольский и другие купола.

Центрально-Тунгусская впадина расположена в центральной части синеклизы, ориентирована в северо-западном направлении при длине около 500 км и ширине 200 км. Впадина сложена в основном толеит-базальтовой (путоранская серия), туфоагломератовой (корвунчанская свита) и туффито-песчаниковой (тутончанская свита) формациями общей мощностью до 1500 м, прорываемыми толеит-долеритовой, тешенит-долеритовой и другими формациями плитного мафического преимущественно толеит-базальтового СФЯ. Во впадине выделяются Юктелинская и Кочечумская мульды, Верхнетурукинский, Вывинский, Усть-Юнарский, Пирдинский, Ямбуканский валы и ряд куполов.

Путоранская впадина расположена в северной части синеклизы и имеет асимметричные крылья — крутые западные и пологие восточные. Она сложена триасовым СПЯ, залегает со структурным несогласием на верхнепалеозойском поднятии и полого погружается в северо-западном направлении, где по серии разломов граничит с Хантайско-Амбардахским порогом, отделяющим ее от Большеавамской палеорифтовой системы. На юге впадина ограничена Хантайско-Чангодинским субширотным разломом, контролирующим широтный порог Анамских флексур. Впадину слагают туффито-песчаниковая и туфоагломератовая (правобоярская, двурогинская и хаканчанская свиты — около 200 м), только на западе поднятия — лавовая (водопадная, аянская, хоннамакитская, неракарская и кумгинская свиты общей мощностью 1500 м) толеит-базальтовые формации, прорываемые долеритами (катангский и агатский) плитного мафического преимущественно толеит-базальтового СФЯ. В Путоранской впадине выделяются Хантайско-Кулюмбинский, Кулюмбинско-Горбиачинский, Аяно-Амбардахский, Кочечумо-Котуйканский, Тымерский и другие валы, Калтаминская, Верхнеерачиминская, Кулюмбинская и Люмская мульды.

Ванаварская впадина (Ванаварская синеклиза, Оффман, 1959) расположена в южной части Тунгусской синеклизы и представляет собой плоскую структуру каплевидной формы, острым концом обращенную к югу. Впадину слагают терригенные и терригенно-угленосные каменноугольные и пермские формации плитного терригенного угленосного СФЯ мощностью до 500 м, туффито-песчаниковая (тутончанская свита) и туфоагломератовая (корвунчанская свита) формации нижнего триаса плитного мафического преимущественно толеит-базальтового пирокластического СФЯ мощностью 250—400 м. Контуры впадины определяются зонами разломов, к которым приурочена основная часть долеритов (катангский комплекс). Строение крыльев впадины асимметричное: базальные формации южного, восточного и северного крыльев представлены нижнекаменноугольными песчаниковыми, а западного крыла — средне-верхнекаменноугольными терригенными угленосными. Заложение Ванаварской впадины началось в визейском веке, продолжилось в верхнем карбоне, усилилось в перми, но в основном происходило в раннем триасе. Впадина



заложилась на погребенной части антеклизы, охватывая Чуньский выступ и Катангскую седловину [Геологическое..., 1987]. В ее пределах выделяются Чадобецкое куполовидное поднятие, Чамбинский, Верхнемайбенский, Джелиндуковский и Южно-Чуньский валы, Кежемская, Усть-Катская и Тычано-Муторайская мульды и др.

Чадобецкое куполовидное поднятие, выделенное А. С. Хоментовским, изучалось Н. С. Зайцевым, Р. Я. Скляровым, О. А. Вотахом и др. Оно сложено рифейским пологодеформированным СЯ, который четко коррелируется с разрезом складчатого рифейского и пологодеформированного вендского СЯ восточной окраины Енисейского кряжа, обладающих (на два порядка) большей мощностью. Поднятию осложняют Чуктуконский ( $7 \times 11$  км) и Териновский ( $15 \times 16$  км) купола.

Учаминское поднятие окаймляет с запада и юга Центрально-Тунгусскую впадину, отделяя ее от Путоранской впадины на севере и Ванаварской на юге. Восточная часть поднятия охватывает Таймуро-Илимпейскую зону положительных структур, а северо-западная — Ядунский вал. В строении Учаминского поднятия участвуют верхнепалеозойский и нижнетриасовый СПЯ небольшой мощности. Верхнепалеозойский СПЯ представлен плитным терригенным угленосным СФЯ, который слагают угленосная аргиллитово-песчаниковая верхнепермская формация. Нижнекаменноугольная и нижнепермская его части отсутствуют, верхнепермские формации имеют сокращенную мощность. Нижнетриасовый плитный СПЯ представлен туф-фито-песчаниковой (тутончанская свита), туфоагломератовой (корвунчанская свита) общей мощностью 300—600 м и ограничено лавовой (путоранская серия) толеит-базальтовыми формациями мафического, преимущественно пирокластического СФЯ. На востоке Учаминское поднятие осложнено рядом мульды и валов. В его центральной части СПЯ погружается на северо-восток либо переходит в Ядунский вал. На западе Учаминского поднятия выделяется ряд структур, описанных Д. К. Зегбартом и Н. С. Маличем. Это Верхнебахтинский, Верхнеучаминский, Среднеучаминский, Нюйско-Апакитский, Тепакинский, Бильчанский, Усть-Тутончанский, Таймуро-Илимпейский, Сурингдинский валы и Верхнечуньский и Ессейский выступы. Они имеют линейную форму, длина их 80—150 км, ширина — до 30 км.

Ядунский вал длиной около 450 км и шириной 60—150 км представляет собой два ориентированных навстречу друг другу структурных носа. Учаминское поднятие ограничено зонами разломов и флексур (Эмбенчинская и др.). По разломам вдоль южных, восточных и западных окраин поднятия располагаются вулканические аппараты центрального типа, а также дайки и силлы долеритов катанского, кузьмовского и тычанского комплексов.

Важнейшее значение для Тунгусской синеклизы имели зоны разломов, определившие ее контуры, а также разломы внутри синеклизы, ограничивающие ее крупные впадины и поднятия. Образование глубинных разломов связано с палеорифтогенными системами, развитыми вдоль западных и северных границ синеклизы, а также пересекающими ее в субширотном и субмеридиональном направлении, которые явились проводниками мантийных магм и флюидов. Возникновение Тунгусской синеклизы и сопровождающих ее разломов связано с глобальной перестройкой тектонического режима, обусловленного грандиозным диапиром под Тунгусской синеклизой [Геодинимическая..., 1987], вызвавшим феноменальный магматизм.

**Курейская погребенная синеклиза (КПС)** площадью 670 тыс. км<sup>2</sup> выполнена отложениями от верхнего венда до девона и приурочена к северо-западной части Сибирской платформы, где она перекрыта позднепалеозойскими и раннемезозойскими образованиями Тунгусской синеклизы. На востоке синеклиза граничит с Анабаро-Оленекской антеклизой, на юге и юго-западе — с погребенными Непско-

Ботуобинской и Байкитской антеклизами, на западе с Приенисейской моноклизой. На севере она раскрывается в сторону Енисей-Хатангского прогиба. Современная глубина залегания верхневендско-девонских отложений в КПС изменяется от 3,5—4 км на юго-востоке до 6—7 км на северо-западе [Мегакомплексы..., 1987]. Они залегают со стратиграфическим и угловым несогласием непосредственно на кристаллическом фундаменте или на рифейских образованиях, сохранившихся в депрессиях.

КПС и осложняющие ее структуры выявлены главным образом геофизическими методами, отчасти бурением [Геология..., 1981]. В бассейне Н. Тунгуски в качестве структур первого порядка выделены Учаминский выступ, Сурингдаконское поднятие и Туринская впадина. На остальной площади к структурам первого порядка относятся Анамское, Юктелийское и Кочечумское поднятия, Верхнекурейская и Курейско-Хетская впадины, Путоранский и Воеволиханский выступы [Мегакомплексы..., 1987]. Они в свою очередь осложняются примерно тридцатью пикативными формами второго порядка (структурные мысы, муьды, купола) с амплитудами 200—250 м. Верхневендско-девонская толща КПС разделяется на три структурных яруса: верхневендско-нижнеордовикский, среднеордовикско-нижнедевонский и девонский. Первые два распространены повсеместно.

Верхневендско-нижнеордовикский СЯ разделен на два СПЯ: верхневендско-среднекембрийский (амгинский век) и среднекембрийско(майский век)—нижнеордовикский. Верхневендско-среднекембрийский СПЯ сложен двумя плитными СФЯ: карбонатно-терригенным сульфатоносным исоленосным пестроцветным и терригенно-карбонатным и карбонатным, преимущественно доломитовым. Первый широко распространен на юге и в центральной части Курейской синеклизы. В его строении участвуют преимущественно доломитовые, зачастую глинистые, формации. Латеральная изменчивость СФЯ с запада на восток проявляется в изменении состава солей. Галитовая соленосность более характерна для формаций Туринской впадины. На большей части Сурингдаконского поднятия Учаминского выступа распространены сульфатоносные (ангидритовые) формации. В скважинах вскрыты лишь верхние горизонты СФЯ, мощность которых не превышает 150—200 м. На северном крыле Учаминского выступа его мощность более 870 м. В центральной части Сурингдаконского поднятия мощность СФЯ не менее 1970 м. Второй плитный терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно доломитовый, СФЯ вскрыт скважинами в пределах Воеволиханского и северного крыла Путоранского выступов. В строении СФЯ участвуют доломитовая, мергелево-глинисто-известняковая, известняково-доломитовая, кремнисто-доломитовая и пестроцветная глинисто-карбонатная формации (рис. 14). На Воеволиханском выступе мощность СФЯ достигает 2050 м, а на Путоранском выступе — 1170 м. Такие мощности связаны с субмеридиональной Байкало-Котуйской рифтовой системой.

Среднекембрийско-нижнеордовикский СПЯ также распространен по всей площади КПС. Без видимого несогласия он залегает на подстилающем СПЯ и завершается порами выветривания (кварцевые песчаники байкитской, кунтыкахской и туринской свит). Для большей части территории синеклизы характерен выдержанный латеральный ряд СФЯ. В междуречье Подкаменная Тунгуска—Курейка, в строении Сурингдаконского поднятия, Учаминского выступа и Туринской впадины участвует плитный терригенный и терригенно-карбонатный красно- и пестроцветный СФЯ с переменным количеством сульфатоносных и сероцветных формаций. В северной части Сурингдаконского поднятия, Нижнетунгусской муьде и на Юнаринском структурном мысу красноцветность отложений исчезает и увеличивается их сульфатоносность, происходит его замещение плитным карбонатно-терригенным сульфатоносным и соленосным пестроцветным СФЯ. Далее к северу последний слагает

Рис. 14. Схемы корреляции формационных рядов  $V_2—O_1$ ,  $O_2—D_1^1$ ,  $D_1^2—D_3$ -структурных ярусов Курейской погребенной синеклизы (А) и расположения коррелируемых разрезов  $V_2—D$  (Б) (сост. Н. С. Малин, В. П. Егоров).

А, а, б — границы СЯ и СНЯ.

**Геологические формации. Семейства осадочных формаций:** 1 — семейство обломочных (терригенных) формаций: 1.7 — глинисто-песчаниково-конгломератовая; 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.1 — пестроцветная глинисто-карбонатная, 2.2 — пестроцветная аргиллитово-известняковая, 2.3 — пестроцветная глинисто-мергелевая, 2.4 — пестроцветная аргиллитово-песчаниковая, 2.5 — пестроцветная песчаниково-аргиллитовая, 2.7 — пестроцветная алевролитово-аргиллитовая, 2.10 — пестроцветная доломитово-(карбонатно)-глинисто-песчаниковая, 2.11 — пестроцветная глинисто-известняково-песчаниковая, 2.14 — пестроцветная карбонатная стратонидная песчаниково-глинистая, 2.18 — пестроцветная известняково-мергелевая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.7 — конгломератово-известняковая, 3.9 — доломитово-(карбонатно)-глинисто-песчаниковая, 3.11 — глинисто-известняковая (аргиллитово-известняковая), 3.12 — глинисто-известняково-доломитовая, 3.16 — мергелево-песчаниковая, 3.18 — мергелево-песчаниково-известняковая, 3.20 — мергелево-аргиллитовая, 3.21 — мергелево-глинисто-известняковая, 3.23 — мергелево-доломитовая, 3.24 — карбонатно-глинистая; 4 — семейство карбонатных формаций: 4.1 — известняковая, 4.2 — известняково-доломитовая, 4.4 — известняково-доломитовая карбостромовая, 4.6 — рифидная (карбостромовая), 4.7 — доломитовая, 4.12 — мергелево-известняковая, 4.15 — углеродисто-сланцевая мергелево-известняковая, известняково-углеродисто-сланцевая; 5 — семейство кремнисто-терригенно-карбонатных формаций: 5.1 — кремнисто-доломитовая, 5.7 — битуминозно-кремнисто-карбонатная, 5.8 — битуминозно-кремнисто-доломитовая, 5.9 — кремнисто-известняковая, 5.12 — углеродистая кремнисто-глинистая; 6 — семейство сульфатно-терригенно-карбонатных и соленосных формаций: 6.1 — сульфатно-глинисто-доломитовая, 6.2 — сульфатно-глинисто-карбонатная, 6.3 — сульфатно-карбонатная, 6.4 — сульфатно-песчаниково-карбонатная, 6.5 — сульфатно-мергелево-песчаниковая, 6.6 — сульфатно-мергелево-доломитовая, 6.7 — кремнисто-доломитовая гипсоносная, 6.8 — гипсово-доломитовая, 6.10 — ангидритово-доломитовая, 6.11 — ангидритово-карбонатная и ангидритово-мергелевая, 6.12 — глинисто-карбонатная соленосная, 6.13 — мергелево-доломитовая соленосная, 6.19 — соленосная терригенно-сульфатная (гипсово-ангидритовая) и гипсоносная известняково-доломитовая; 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.2 — красноцветная конгломератово-алевролитово-песчаниковая, 7.9 — красноцветная мергелево-известняково-глинистая, 7.14 — красноцветная доломитово-мергелево-песчаниковая, 7.15 — красноцветная глинистая (аргиллитовая), 7.17 — красноцветная карбонатно-песчаниково-аргиллитовая; 9 — семейство формаций кор выветривания: 9.1 — кварцево-песчаниковая и гравелитово-кварцево-песчаниково-песчаная. **Интеррузивные:** 16 — основного состава: 16.1 — долеритовая (долериты оливковые и безоливиновые, пегматонидные долериты, апортзит-долериты, кварцевые долериты).

**Региональные стратиграфические таксоны. Свиты:** *nk* — нахохская, *kl* — каларонская, *ml* — мантуровская, *jk* — юктинская, *tl* — тынцкая, *zh* — зубовская, *nm* — нимская, *hr* — хребтовская, *kr* — курейская, *rz* — разведочинская, *jm* — ямпахтинская, *krs* — кираская, *hh* — баханайская, *nr* — неракачинская, *ok* — окуловская, *nml* — нимдинская, *mr* — мирошинская, *orn* — орпская, *hk* — хукячская, *mn* — мунильская, *dv* — дявольская, *vl* — валеская, *dž* — джеромская, *gr* — граптолитовая, *člh* — чалбышевская, *ngk* — ногоктинская, *orl* — орловская, *brd* — бирюлинская, *čnk* — чукинская, *md* — мегунская, *nrč* — неручанская, *mjr* — мойеронская, *krv* — криво-пунская, *bs* — басынорская, *uk* — устькуранская, *um* — устьмундуйская, *bkt* — байкитская, *bb* — бабкинская, *čn* — чунская, *kk* — куитыяхская, *uh* — устьбу-тариктинская, *tur* — туринская, *at* — атырляхская, *tmp* — томпокская, *up* — устьелаякчинская, *cv* — цвенкийская, *lt* — летнинская, *kst* — костинская, *zul* — сузудинская, *ur* — урюнитасская, *pst* — пастаская, *an* — ангарская, комплексы: *kt* — катангейский; ярус: *ld* — лудловский; **толщи:** *kjl* — кайялакская, *ar* — арыканская, *hbr* — хобаронская, *tm* — тамуканская, *ld* — ледяная, *gg* — гугдаканская, *tnk* — томаская.

**Б. 1** — граница погребенной Курейской синеклизы; 2 — границы структур; 3 — номер и местоположение разрезов.

**Структуры первого порядка погребенной Курейской синеклизы:** I — Курейско-Хетская впадина, II — Нутаринский выступ, III — Анамское поднятие, IV — Верхнекурейская впадина, V — Воеводиханский выступ, VI — Юкталинское поднятие, VII — Коченумское поднятие, VIII — Нижнетунгусская мульда, IX — Сунгидаконское поднятие, X — Учанский выступ, XI — Юаринский структурный мыс, XII — Туринская впадина.

Рисунок см. на страницах 60, 61



**A**

5. Скв. № 2  
р. Бахта

6. Скв. Тутончанская

7. Скв. Учаминская

8. Скв. № 2  
п. Тура

9. Скв. № 1  
р. Кирамакан

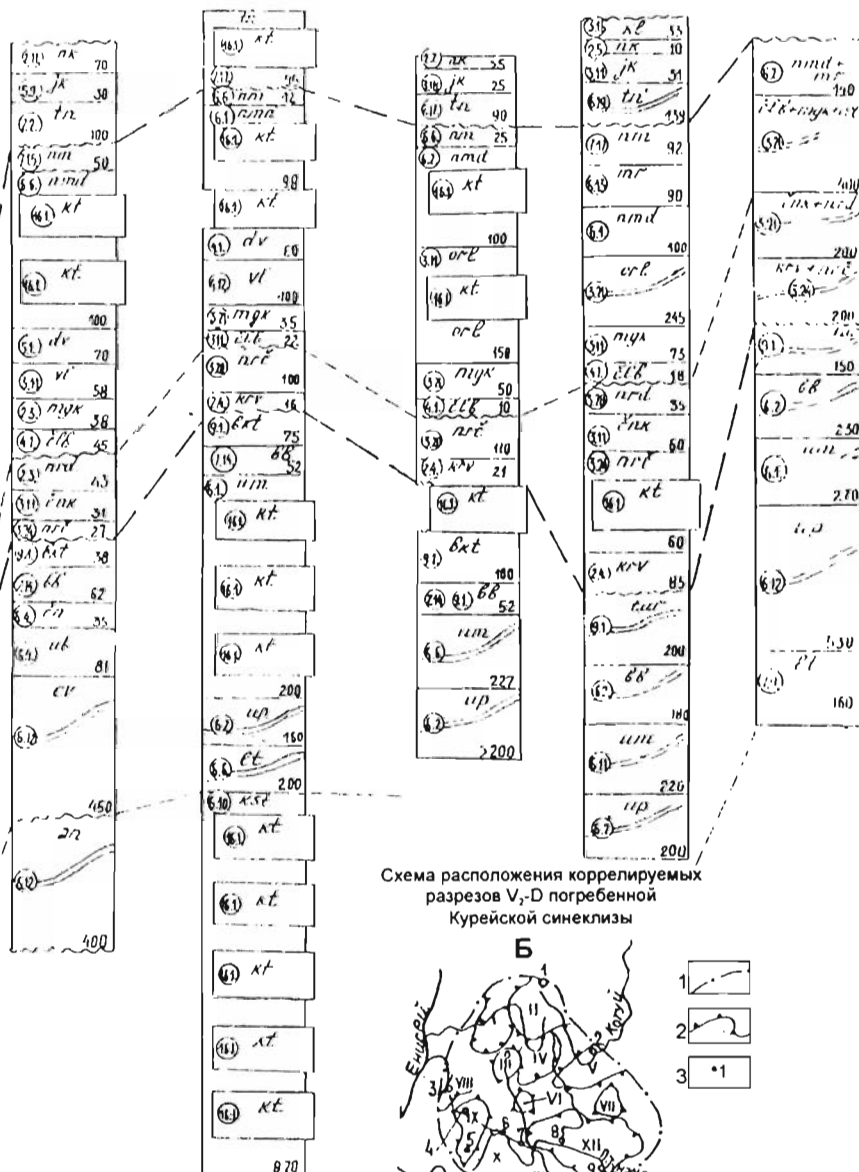
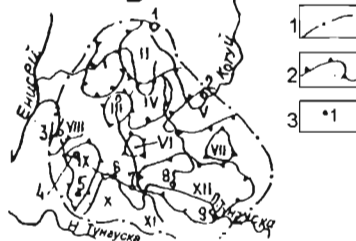


Схема расположения коррелируемых  
разрезов V<sub>2</sub>-D погребенной  
Курейской синеклизы

**Б**



Пугоранский и Воеволиханский выступы, где сульфатоносные формации замещаются бессульфатными пестроцветными или карбонатными и карбонатно-терригенными формациями. Максимальные мощности СПЯ характерны для выступов в северной части КПС, где они достигают 1000 м на Пугоранском выступе и 2550 м на Воеволиханском выступе. В бассейне р. Нижняя Тунгуска мощность СПЯ в пределах Сурингдаконского поднятия 500–600 м, на Учаминском выступе — до 780 м и в Туринской впадине — до 1250 м.

Среднеордовикско-нижнедевонский СЯ распространен повсеместно на территории КПС. Он залегает с выраженным стратиграфическим несогласием (криволуцкий ярус во многих районах отсутствует) на более древних отложениях и разделяется на два СПЯ: средне-верхнеордовикский и силурийско-нижнедевонский (лохковский). Средне-верхнеордовикский СПЯ характеризуется выдержанными по латерали карбонатными мергелево-глинистыми пестроцветными и сероцветными формациями. Он слагает Пугоранский и Воеволиханский выступы, северную и северо-восточную части Учаминского выступа, Юнаринский структурный мыс и Туринскую впадину. В большинстве структур в верхних горизонтах СФЯ увеличивается доля сероцветных известняковых формаций. В южной части Сурингдаконского поднятия, напротив, эти формации появляются в нижней части СФЯ. В Вакунайском районе Учаминского выступа, Ногинском — Сурингдаконского поднятия, в Нижнетунгусской мульде СФЯ латерально замещается плитным терригенно-карбонатным и карбонатным, преимущественно известняковым СФЯ, а в Кочумдекском районе Сурингдаконского поднятия — плитным терригенным сероцветным СФЯ. На севере КПС (Пугоранский выступ) в верхних горизонтах СФЯ на смену преимущественно известняковых сероцветных формаций юга приходят доломитовые сероцветные. Минимальная мощность СПЯ (в пределах Сурингдаконского поднятия и в Нижнетунгусской мульде) около 50 м, максимальная (в центральной части Туринской впадины) — 400 м.

Силурийско-нижнедевонский (лохковский) СПЯ залегает со стратиграфическим (из разрезов выпадают отложения долборского, кетского и низов лландоверийского ярусов) и небольшим структурным несогласием. На Воеволиханском выступе СПЯ отсутствует, в Кочумдекском районе Сурингдаконского поднятия представлен только своей нижней частью, на остальной площади большинством скважин вскрывается в полном объеме. СПЯ характеризуется значительной изменчивостью формационных рядов. На севере погребенной синеклизы в строении Пугоранского выступа участвует плитный терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно доломитовый СФЯ с повторяющимися по разрезу сульфатоносными пестроцветными формациями. К югу доломитовые формации постепенно вытесняются известняковыми. Здесь сульфатоносные формации встречаются главным образом в верхних горизонтах плитного карбонатно-терригенного и карбонатного, преимущественно известнякового СФЯ. Максимальная формационная изменчивость свойственна отложениям нимской свиты, завершающей разрез СПЯ. Повсеместно распространенные в ее пределах сульфатоносные формации в южной части Сурингдаконского поднятия и на западе Туринской впадины замещаются терригенными и терригенно-карбонатными красно- и пестроцветными формациями, в северной части Сурингдаконского поднятия карбонатными и карбонатно-терригенными пестроцветными, на юго-восточном крыле Туринской впадины — терригенными сероцветными. Максимальная мощность СПЯ (в Нижнетунгусской мульде) 870 м, минимальная (в центральной части Сурингдаконского поднятия) — 160 м.

Девонский структурный ярус залегает со стратиграфическим (в большинстве разрезов зигенский и эмский ярусы отсутствуют) и структурным несогласием на отложениях среднеордовикского—нижнедевонского СЯ. На площади КПС он распространен повсеместно, за исключением центральной части Сурингдаконского поднятия (Кочумдекский р-н) и центральной и юго-восточной частях Туринской впадины. В пределах Путоранского выступа присутствуют самые низы СЯ (отложения курейской и разведочнинской свит), относящиеся к плитному карбонатно-терригенному сульфатоносному и соленосному пестроцветному СФЯ. Близкое строение характерно для северо-восточной части Учаминского выступа и западной части Туринской впадины. На остальной площади южной части погребенной синеклизы развит плитный терригенный и терригенно-карбонатный красно- и пестроцветный СФЯ, слагающий Нижнетунгусскую мульду (полный формационный ряд), южную часть Сурингдаконского поднятия, северо-восточное крыло Учаминского выступа и Юнаринский структурный мыс. Максимальная мощность СЯ — на Путоранском выступе и Нижнетунгусской мульде (до 255 м), минимальная (60 м) — в северо-восточной части Учаминского выступа.

Разломы КПС изучены слабо. Уверенно выделяется лишь субмеридиональная система разломов Байкало-Гаймырского рифа.

**Ангаро-Тасеевская синеклиза** (Енисейско-Ангарская депрессия, по С. П. Ситникову и Н. А. Грибовой; Присяно-Енисейская синеклиза, по Н. П. Дьячкову, С. М. Замараеву и др.; Ангаро-Присянская впадина, по М. А. Жаркову; Тасеевская синеклиза, по Т. Н. Спичарскому, Л. В. Булиной и В. Н. Мошкину) — крупная внутриплатформенная структура, занимает всю юго-западную часть платформы. Синеклиза является глубокой асимметричной структурой с крутым западным крылом, имеющим большую мощность, и пологим восточным крылом сокращенной мощности. По конфигурации и значительной (до 10 000 м) мощности слагающих ее верхневендско-нижнепалеозойских (кембрий, ордовик, силур) формаций, залегающих на архейско-нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте, синеклиза имеет черты сходства со строением ряда структур на других платформах: с Прикаспийской впадиной на Русской платформе, с впадиной Мексиканского залива, Мичиганской, Виллистонской и Иллинойской синеклизами на Северо-Американской платформе; с синеклизами Тауден и Конго на Африканской платформе.

Границами синеклизы являются зоны разломов и флексур. На севере она ограничит по региональным разломам со складчатыми структурами Енисейского кряжа; на западе и юге — по зоне крутых надвигов с кристаллическими образованиями Южно-Енисейского кряжа и Восточного Саяна; на северо-востоке — с Тунгусской синеклизой; на востоке — по субмеридиональным зонам флексур Вихоревской и Окинской — с Прибайкальской моноклизой. Максимальные смещения по разломам (до 2000 м и более) отмечены в предгорьях Восточного Саяна.

В строении синеклизы участвуют пологодеформированные верхнерифейский СЯ, развитый вдоль южной и юго-западной ее окраин, нижневендский СЯ, распространенный только в западной и южной частях синеклизы, повторяющий ее форму. Верхневендско-нижнеордовикский плитный структурный ярус выполняет всю площадь синеклизы и имеет мощность от 6500 м на западе, в бассейне р. Тасеевой, до 2000 м на р. Чуна и до 1500 м на востоке в зоне Вихоревско-Окинских флексур. В осевой части Пушкинско-Захаровского конседиментационного вала, разделяющего по меридиональному направлению синеклизу на две структуры, мощность СЯ сокращается до 100 м. Среднеордовикско-силурийский плитный структурный ярус слагает центральную и восточную части синеклизы мощностью от 300 до 800 м. Девонский плитный СЯ участвует в строении синеклизы только небольшим шлейфом,

выходящим из Рыбинской впадины, где его мощность составляет более 1700 м. Верхнепалеозойско-триасовый СЯ мощностью до 850 м развит вдоль Ангаро-Иркинских структур северной окраины синеклизы в зоне сочленения ее с Енисейским краем, где образует Чуно-Мурскую впадину. Юрско-меловой плитный структурный ярус наложен на все предыдущие СЯ и образует ряд изолированных впадин — Абанскую, Тасеевскую, Мурскую, Канско-Тасеевскую.

Структуры более высоких порядков (валов), осложняющих синеклизу, повторяют ее очертания. Общий план СЯ синеклизы подчеркивается асимметричным строением при субсеквентном смещении оптимальных мощностей СЯ с запада на восток. Исключение составляет западная окраина синеклизы, где формирование Троицко-Михайловского вала имеет постконсидиментационное происхождение; мощность кембрийских формаций на своде и крыльях вала одинаковая, увеличение же мощности усольской соленосной формации до 3500 м, по сейсморазведочным данным З. В. Горняка и В. А. Гурова, произошло за счет пластических ее свойств в зоне регионального длительно развивающегося разлома.

Фундамент, на котором заложилась Ангаро-Тасеевская синеклиза, неоднороден и сложен (по данным К. А. Савинского) кристаллическими породами архея и нижнего протерозоя. Подошва синеклизы повторяет ступенчатообразное воздымание фундамента в сторону ее периферических частей.

В современном плане Ангаро-Тасеевской синеклизы выделяются Чуно-Бирюсинское верхневендско-нижнепалеозойское поднятие, Канско-Тасеевская впадина (сопряженная с Рыбинской межгорной впадиной), наложенная верхнепалеозойско-нижнемезозойская Мурско-Чунская впадина и наложенная активизационная юрско-меловая Абанская впадина.

Чуно-Бирюсинское поднятие, сложенное плитными верхневендско-нижнеордовикским, среднеордовикско-силурийским и отчасти девонским структурными ярусами, представляет собой элемент воздымания центральной части синеклизы, обусловившего в верхнем палеозое и мезозое по его северной, западной и южной окраинам возникновение Мурско-Чунской, Абанской, Тасеевской и других впадин. Видимо, формирование поднятия обязано воздыманию блока фундамента. Поднятие ограничено разломами от смежных структур. Северо-западная часть поднятия приподнята (выходы верхнего кембрия на р. Чуна), а юго-восточная опущена (поля среднего ордовика по р. Бирюса, сменяющиеся выше по ее течению полем силура). В строении погребенной части поднятия, по разрезу скважин, в том числе и Богучанской, участвуют верхневендско-нижнепалеозойский плитный СЯ (нижний подъярус), представленный в центральной части впадины верхневендско-нижнекембрийским плитным терригенно-карбонатным сульфатоносным и соленосным СФЯ, переходит в пологодеформированный терригенный и терригенно-карбонатный, преимущественно доломитовый СФЯ, достигающий в три-четыре раза меньшей мощности. Верхний подъярус, после структурного несогласия (верхи амгинского и низы майского ярусов), представлен плитным красноцветным терригенным СФЯ и латерально замещающим его к северу по р. Ангара плитным терригенным и карбонатно-терригенным красно- и пестроцветным СФЯ среднего кембрия—нижнего ордовика общей мощностью от 2000 м на севере до 2700 м на юге.

Канско-Тасеевская (Алзамайская) впадина расположена в юго-западной части Ангаро-Тасеевской синеклизы и связана «Березовско-Туманшетским мостом» и Туманшетской впадиной с Рыбинской межгорной впадиной, с которой имеет много общего. В строении впадин участвуют два плитных СФЯ: средне-верхнедевонский красноцветный карбонатно-терригенный и нижнекаменноугольный пестроцветный карбонатно-терригенный СФЯ общей мощностью от 500 м в Канско-Тасеевской



впадине до 2000 м в Рыбинской впадине. Ийолит-карбонатитовая и лампроитовая формации приурочены к зонам разломов северо-западного простирания.

Рыбинская впадина относится к типу телеорогенных асимметричных прогибов, возникших вдоль приподнятых краев сводовых поднятий. В Рыбинской впадине выделяются Канско-Березовский прогиб, Ассафьевско-Привольнинское поперечное поднятие, Рыбинская мульда и Енисейский мост. Канско-Березовский прогиб выполнен вулканогенно-красноцветными формациями нижнего и среднего девона. Для формаций Канско-Березовского прогиба характерны полнота разреза, разнообразие фациального состава и значительные мощности (до 800 м). Ассафьевско-Привольнинское поднятие сложено формациями девонского СПЯ сокращенной мощности, залегающими на складчатом фундаменте. Рыбинскую мульду слагают формации среднего и верхнего девона, карбона, перми и юры соответствующих СЯ.

Мурско-Чунская впадина окаймляет синеклизу по северному и западному ее крыльям; в строении впадины участвуют два плитных СЯ — верхнепалеозойско-нижнемезозойский и юрско-меловой; нижний представлен терригенным угленосным СФЯ среднего—верхнего триаса. Верхний юрско-меловой СЯ представлен терригенным угленосным и терригенным сероцветным плитным СФЯ. Спецификой яруса является широкое развитие интрузивных долеритов.

Юрско-меловой плитный СЯ образовался при заложении глубоких мезозойских — Тасеевской и Мурской — впадин. Их характеризуют конгломератово-песчаниково-алевролитово-угленосные формации (пересловская, камалинская и бородинская свиты юры общей мощностью до 400 м) и пестроцветная песчаниково-глинистая (илекская свита до 40 м) формация.

Абанская (Канская) впадина расположена вдоль юго-западного крыла синеклизы и залегает со структурным несогласием на подстилающих отложениях от нижнего ордовика до среднего—верхнего карбона. Впадину слагает терригенная угленосная формация нижней и средней юры. Небольшие плоские мульды верхнего палеогена на западе синеклизы имеют мощности не более первых десятков метров.

Большое значение для Ангаро-Тасеевской синеклизы имеют зоны разломов вдоль ее окраин — Присянская, Братско-Окинско-Вихоревская, Ангарская. Они оконтуривают синеклизу и являлись проводниками магм и рудогенерирующих флюидов. Полоса разломов, приуроченная к северному фасу Чуно-Бирюсинского поднятия, внутри поля синеклизы контролирует интрузивные тела толеит-долеритовой и ферро-долеритовой формаций.

**Анабаро-Оленекская антеклиза** — древнейшая (от рифея до девона) и одна из крупнейших структур Сибирской платформы, располагается на ее севере, где охватывает обширную территорию бассейнов рек Котуй, Анабар, Оленек, Муна. Как антеклиза структура выделена Н. С. Шатским. Она ограничивается на севере Енисей-Хатангским и Анабаро-Ленским прогибами, на востоке — Приверхоанским прогибом, на юго-западе — Вилуйской синеклизой, на юге и западе — Тунгусской синеклизой.

Под Анабаро-Оленекской антеклизой по рельефу фундамента платформы вырисовываются погребенные Анабарское и Оленекско-Мунское поднятия, разделенные Суханско-Мархинским прогибом. В наиболее приподнятой части антеклизы (на Анабарском щите) вскрыты породы архейского фундамента. По данным аэромагнитных съемок в нем выделены Айхальское и Шологонцевское погребенные поднятия, разделенные Силигирской впадиной. Мархинской опорной скважиной (с. Шологонцы) фундамент вскрыт на глубине 1740 м. На восточном погружении Анабарского щита по аэромагнитным данным установлена зона разломов вдоль долины р. Анабар, к востоку от которой фундамент резко погружается. В юго-

западном и юго-восточном направлениях в фундаменте выделяются Ессейский выступ и Анабаро-Мунская седловина.

Оленекско-Мунское поднятие объединяет Оленекское и Мунское поднятия и разделяющую их Моторчунскую седловину. На Сололийском выступе Оленекского поднятия выходит на поверхность нижнепротерозойский фундамент. На юго-восточной окраине Оленекского поднятия, в устье р. Джарджан, фундамент вскрыт скважиной на глубине 1470 м.

В строении антеклизы участвует серия плитных структурных ярусов от верхне-нижнепротерозойского до девонского, залегающих друг на друге со стратиграфическим и структурным несогласиями, образующими планд плитных СЯ, погружающийся под окаймляющие антеклизу верхнепалеозойские и мезозойские СЯ Гунусской синеклизы, Анабаро-Оленекской антеклизы. Выделяются Анабарское и Оленекское поднятия, разделенные Суханской впадиной и осложненные Уджинским, Мунским, Анабаро-Тюнгским, Ботубинско-Мархинским и другими положительными структурами, Кютюнгдинским грабеном и рядом более мелких структур — валами, мульдами (Тюнг-Силигирская и др.), флексурами.

Нижний плитный структурный ярус антеклизы залегает с крупным структурным несогласием на архейском кристаллическом фундаменте, выступающем в виде Анабарского щита, или на нижнепротерозойском фундаменте, вскрываемом в виде Сололийского выступа в сводовой части Оленекского поднятия. Сочленение структур архейского и нижнепротерозойского фундамента проходит по Уджинской рифейской зоне разломов СЯ, отражающейся в аномально-магнитном поле.

Рифейско-нижневендский плитный структурный ярус слагают пять плитных формационных рядов, отвечающих бурзанию нижнего рифея (один ряд), юрматинию среднего рифея (два ряда), каратавию верхнего рифея (один ряд) и юдомию нижнего венда (один ряд). Все формационные ряды залегают суксеквентно друг на друге со структурными несогласиями, охватывающими длительные временные интервалы, адекватные геохронам фанерозойских формационных рядов. В строении западного крыла Анабарского поднятия участвуют, кроме широко развитого протерозойского СЯ, рифейско-нижневендский СЯ, а также верхневендско-нижнеордовикский плитный СЯ, среднеордовикские и девонский плитный СЯ с сокращенными формационными рядами; на восточном крыле поднятия верхнекембрийско-девонские ряды формаций плитных структурных ярусов отсутствуют: на южном крыле выпадают поздне-нижнепротерозойские и рифейские формационные ряды плитных СЯ, на северном крыле отсутствуют среднеордовикско-девонские формационные ряды плитного СЯ. Вдоль границ поднятия прослеживаются многочисленные разломы в чехле и фундаменте. На южном склоне поднятия в зоне субширотных разломов выделяются Мойероканский, Серкимский и Богольский валы, Верхнеморкокинская мульда, Ессейское поднятие нижнего палеозоя, Аганылийская и Муруктинская палеоген-неогеновые впадины. На северо-восточной части Анабарского поднятия располагается крупнейшая на Земле Попигайская астроблема. Западное крыло поднятия разбито разломами северо-западного и северо-восточного простирания, располагающимися над широкой нижнепротерозойской Байкало-Котуйской рифтовой системой субмеридионального простирания. Эти разломы залечены дайками толеит-долеритовой, пикрит-меланефелинитовой, трахидолеритовой формаций и контролируют трубки кимберлитов (Далбыхское поле) раннего триаса. На пересечении крупных разломов располагаются массивы клинопироксенит-дунитовой и ийолит-карбонатитовой формаций. Восточное, более крутое, крыло Анабарского поднятия прорвано серией даек и трубок кимберлитоподобных пород, имеющих возраст от среднего палеозоя до мела включительно (преобладают позд-

нетриасовые—раннеюрские). На юго-западном крыле поднятия расположено Харамайское поле кимберлитов с возрастом 290—236 млн лет [Возраст..., 1980].

Оленекское поднятие расположено на востоке антеклизы. Его осложняют Кютюндинский грабен, Куойкское, Далдынское, Мунское, Верхнеморкоинское, Анабаро-Тюнгское поднятия, Тюнг-Силигирский и Ботубинско-Мархинский валы, Суханская впадина, а также ряд структур более высоких порядков. В строении Оленекского поднятия участвуют рифейские, нижневендские и верхневендско-среднекембрийские ряды формаций плитных СЯ и СПЯ, залегающие со структурным несогласием на нижнепротерозойском фундаменте, выходящем на поверхность в своде Соолийского выступа. Стратиграфическую привязку, состав и мощность формационных тел иллюстрируют корреляционные схемы формационных рядов R—V<sub>1</sub> Анабаро-Оленекской антеклизы (рис. 15).

Поднятие разбито сериями разломов северо-западного простирания и разделено крупным девонско-нижнекаменноугольным Кютюндинским грабеном — рифтом (размером около 300 × 40 км) на Далдынское и Соолийское поднятия. Разломы Кютюндинского грабена трассируются с северо-запада на юго-восток и за пределы платформы в Верхоянскую складчато-надвиговую систему. Другие разломы Оленекского поднятия образуют систему узких (1–2 км) горстов и грабенов с амплитудой смещения от 10 до первых сотен метров, реже до 1500 м. Значительная часть разломов залечена дайками долеритов среднего палеозоя и триаса. Густая сеть разломов в северной части Оленекского поднятия, в отличие от стабильной южной ее части, залегающей на архейском фундаменте, обусловлена подвижностью ее нижнепротерозойского субстрата. Кютюндинский грабен возник на своде поднятия, отвечает срединному грабену — рифту и входит вместе с Вилуйской и Сетте-Дабанской рифтовыми зонами в единую среднепалеозойскую палеорифтовую систему.

Куойкское и Далдынское поднятия — сложнопостроенные блоковые структуры, простирающиеся в северо-западном направлении на 250 км и ограниченные на севере Южно-Кютюндинским, а на юге Молодинским разломами. Поднятие сложено плитным верхневендско-среднекембрийским СПЯ и разбито сетью разломов северо-западного простирания с амплитудой смещения по ним до 200 м. Разломы залечены дайками долеритов.

В южной, более стабильной части Оленекского поднятия расположены верхневендско-среднекембрийские Мунское, Верхнеморкоинское, Анабаро-Тюнгское небольшие поднятия, Тюнг-Силигирский, Ботубинско-Мархинский валы и ряд структур, сложенных верхнекембрийско-силурийскими и местами девонскими СФЯ. Мархинский вал вместе с Далдынской и Кэнелеканской флексурами и Кукухундинским поднятием верхневендско-среднекембрийского плитного СПЯ образуют зону, протягивающуюся от долины р. Моркока в бассейн р. Кукухунда (левый приток р. Арга-Сала) на 400 км при ширине 50—70 км. Эта структура расположена над приподнятым блоком фундамента, к границам которого приурочены флексуры в плитных ярусах чехла. К зоне поднятий приурочены нефте- и битумопроявления Анабаро-Оленекской антеклизы и поля кимберлитов.

Суханская впадина, выделенная И. П. Атласовым, является небольшой (400 × 250 км) субмеридиональной пологой структурой между Анабарским на западе и Оленекским и Мунским поднятиями на востоке. В строении впадины участвует верхневендско-среднекембрийский плитный терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно известняковый СФЯ, прорываемый девонскими и юрско-меловыми кимберлитовыми трубками взрыва. Строение впадины асимметрично: северо-восточное крыло более крутое в сторону оси впадины. Шарнир впадины наклонен полого на северо-запад. В осевой части впадины по геофизическим данным

1. Западное Прианбарье 2 р. Фомич 3 Южное Прианбарье 4. Восточное Прианбарье 5 р. Уджа

6 р. Кютюнга 7 р. Оленек 8 р. Марха  
(Мархинская свк.)

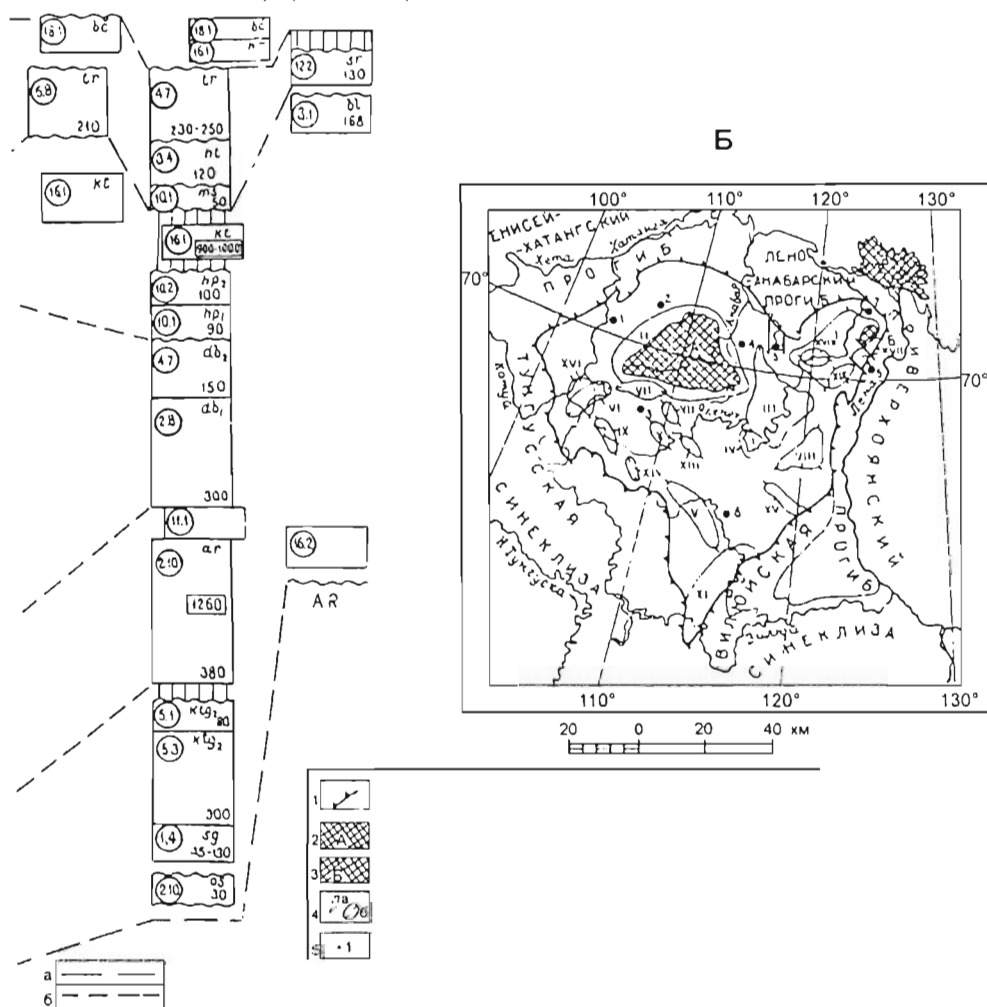


Рис. 15. Схемы корреляции формационных рядов R—V<sub>1</sub>-структурного яруса Анабаро-Оленекской антеклизы (А) и расположения ее коррелируемых разрезов и структур (Б) (сост. И. С. Малич).

А, а, б — границы СЯ и СПЯ.

**Геологические формации. Семейства осадочных формаций:** 1 — семейство обломочных (терригенных) формаций: 1.1 — аркозавая конгломератово-алевролитово-песчаниковая, 1.3 — глауконитово-глинисто-песчаниковая, 1.4 — глауконитово-конгломератово-алевролитово-песчаниковая, 1.8 — песчаниково-артилитовая; 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.8 — пестроцветная песчаниково-доломитовая, 2.10 — пестроцветная доломитово-(карбонатно)-глинисто-песчаниковая, 2.11 — пестроцветная глинисто-известняково-песчаниковая, 2.13 — пестроцветная конгломератово-(гравелитово)-глинисто-известняково-песчаниковая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.1 — песчаниково-доломитовая и песчаниково-известняково-доломитовая, 3.4 — гравелитово-глинисто-карбонатная, 3.12 — глинисто-известняково-доломитовая; 4 — семейство карбонатных формаций: 4.7 — доломитовая; 5 — семейство кремнисто-терригенно-карбонатных формаций: 5.1 — кремнисто-доломитовая, 5.3 — кремнисто-песчаниково-доломитовая, 5.8 — битуминозно-кремнисто-доломитовая; 6 — семейство сульфатно-терригенно-карбонатных и соленосных формаций: 6.7, 6.8 — гипсово-доломитовые; 7 — семейство

располагается узкий грабен — рифейский рифт, вскрывающийся на северном окончании впадины в Уджинском горсте. В целом, по аэромагнитным данным, фундамент Суханской впадины погружается к ее центру (от 1 км на р. Муна до 4 км на водоразделе рек Укуит и Биректа). Во впадине выделяются Биректинская и Моторчунская мульды, разделенные Мерчимдекским валом.

В целом на Анабаро-Оленекской антеклизе мощность рифейского плитного СЯ колеблется на присводовой части антеклизы от 400 до 1000 м, увеличиваясь в сторону Уджинского, Маймечя-Котуйского и Хараулахского палеорифтов. Мощность нижневендского плитного СЯ колеблется от 106 до 410 м, при этом состав формационных видов по латерали существенно не изменяется. Верхневендско-среднекембрийский плитный СПЯ на юго-восточном крыле антеклизы обладает мощностью от 640 до 1600 м, а на северо-востоке ее от 213 до 1125 м. Среднекембрийско-силурийский плитный СПЯ на южном и юго-западном крыльях антеклизы имеет мощность от 980 до 2240 м. Мощность девонского плитного СПЯ достигает 170 м в среднем течении Котуя, 105 м — в бассейне р. Маймечя и 70 м — в низовьях р. Котуй, образуя пологую моноклиналию, осложненную рядом небольших куполов и разломов.

Важнейшее значение для строения Анабаро-Оленекской антеклизы, на фоне ее общего воздымания, имели разломы четырех эпох: дорифейской, рифейской, среднепалеозойской и триасовой. Первая эпоха (дорифейская) знаменуется консолидацией фундамента и созданием его каркаса. Во второй эпохе закладываются рифтовые системы, определяющие как общий рисунок антеклизы, так и внутреннее ее строение. В третьей эпохе (среднепалеозойской) возобновляют развитие рифтовые системы (в восточной части антеклизы), обусловившие проявление глубинных

---

обломочных (терригенных) регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.2 — красноцветная конгломератово-алевритово-песчанниковая, 7.3 — красноцветная гравелитово-песчанниковая, 7.10 — красноцветная алевритово-мергелевая, 7.17 — красноцветная карбонатно-песчаниково-аргиллитовая; 9 — семейство формаций кор выветривания: 9.1 — кварцево-песчанниковая, 9.2 — каолиново-песчанниковая. **Семейство вулканогенно-осадочных формаций:** 10.1 — туффитово-песчанниковая, 10.8 — туффитово-песчанниковая с щебно-основной пирокластикой, 10.2 — туффитово-карбонатная. **Семейства и рода магматических формаций. Вулканогенные.** 11 — основного состава: 11.1 — толсит-базальтовая (базальты, андезит-базальты, лейкобазальты); 12 — щелочно-основного состава: 12.2 — трахибазальтовая пирокластическая; 14 — щелочно-ультраосновного состава: 14.5 — кимберлитовых трубок взрыва. **Интрузивные:** 16 — основного состава: 16.1 — долеритовая (долериты оливковые и безоливиновые, пегматониты, долериты, апортит-долериты, кварцевые долериты), 16.2 — ферро-долеритовая (оливковые долериты, ферро-долериты, долерит-пегматиты, гранофиры), 16.4 — граносенит-долеритовая (долериты, сенит-долериты, кварцевые сенит-порфиры, монзонит-порфиры); 18 — щелочно-основного состава: 18.1 — трахидолеритовая (трахидолериты, порфировидные трахидолериты, комптониты, везиты и пр.); 22 — субщелочно-кислого состава: 22.1 — диорит-граносенитовая.

**Коррелируемые региональные таксоны. Комплексы:** *ud* — уджинский, *bc* — беенчиминский, *hr* — харбусуонский, *kt* — котуйканский (и свита); **свиты:** *sr* — старореченская, *tr* — туркутская, *ht* — хатыспытская, *ms* — маастакская, *bl* — билляхская, *js* — юсмастакская, *hp* — хапнахская, *mk* — мукунская, *db* — дебенгдинская, *hn* — хапчаньирская, *ar* — арымасская, *uil* — усть-ильинская, *lb* — лабяттахская, *un* — унгохтахская, *kg* — кютюндинская, *br* — бурдурская, *ul* — улаханкуринская, *sg* — сыгынахтахская, *as* — осорхатинская, *il* — ильинская, *tm* — томторская.

**Б. 1** — граница Анабаро-Оленекской антеклизы; **2** — Анабарский щит (А); **3** — Оленекский (Б) и Усть-Ленский (В) выступы; **4** — структуры второго и третьего порядков: *a* — поднятия, купола, вадьи, *b* — впадины и мульды: **1** — Оленекское поднятие, **II** — Анабарское поднятие, **III** — Суханская впадина, **IV** — Тюнг-Силигирская мульда, **V** — Мархинский вал, **VI** — Муруктинская впадина, **VII** — Атагалийская впадина, **VIII** — Мункское поднятие, **IX** — Мойероканский вал, **X** — Верхнекенедианский купол, **XI** — Богубинско-Мархинское поднятие, **XII** — Серкимский вал, **XIII** — Богольский вал, **XIV** — Верхнеморкокинская мульда, **XV** — Анабаро-Тюнгское поднятие, **XVI** — Ессыское поднятие, **XVII** — Кютюндинский грабен, **XVIII** — Куойское поднятие, **XIX** — Далдыинское поднятие; **5** — номер коррелируемого разреза.

разломов, достигающих мантии. Четвертая эпоха (позднепалеозойско-раннемезозойская) определяет заложение разломов в связи с возникновением Приверхоанского и Анабаро-Ленского прогибов, а также Тунгусской синеклизы, ограничивающих Анабаро-Оленекскую антеклизу.

**Непско-Богубинская погребенная антеклиза (НБПА)** расположена в центральной части Сибирской платформы и сложена главным образом верхневендско-нижнеордовикским СЯ мощностью 1,6—2,5 км, который на северном борту антеклизы погребен под позднепалеозойско-раннемезозойскими образованиями Тунгусской синеклизы. НБПА выделена А. Э. Конторовичем, Н. В. Мельниковым и В. С. Старосельцевым. Антеклиза асимметричной формы и тянется в северо-восточном направлении на расстояние в 1000 км. Юго-восточный склон антеклизы более крутой, чем северо-западный. На севере и северо-западе НБПА граничит с Курейской погребенной синеклизой, на востоке и юго-востоке — с Предплатформским погребенным прогибом, на юге — с Прибайкальской моноклизой, на западе — с Байкитской погребенной антеклизой и Ангара-Тасеевской синеклизой. Она осложнена тремя структурами первого порядка — Непским поднятием, Мирнинским и Сюльдюкарским выступами и пятью структурами второго порядка — Усть-Кутским и Тэтэринским валами, Верхнекатангским структурным мысом, Верхнечонским и Пеледуйским куполами, а также многочисленными структурами более высоких порядков. Непское поднятие формирует центральную часть антеклизы, занимая площадь около 34 тыс. км<sup>2</sup>. К северо-востоку от Непского поднятия расположен Мирнинский выступ, который протягивается в северо-восточном направлении на 200 км при ширине 110 км. Верхневендско-нижнеордовикская толща в его пределах, залегающая на глубине 1,6 км, погружается к северо-востоку на 0,5 км и образует ряд террас, осложненных локальными структурами. Сюльдюкарский выступ располагается кулисообразно к северо-востоку от Мирнинского выступа. Он также вытянут в северо-восточном направлении на 200 км при ширине 90 км. Подошва верхневендско-нижнеордовикского СЯ ступенчато погружается до 2,5 км. Юго-западная часть НБПА представляет собой моноклираль, осложненную Усть-Кутским валом. Последний вытянут в северо-западном направлении и занимает площадь в 2,3 тыс. км<sup>2</sup>. Амплитуда вала до 40 м. Морфология Верхнекатангского структурного мыса и Тэтэринского вала изучена недостаточно. В юго-западной части НБПА широко развиты линейные дислокации, выделяемые в Непскую зону складок. При ширине менее 10 км она протягивается на 100 км и более. В большинстве случаев складки осложнены разрывами типа взбросов или надвигов с амплитудой от сотен метров до нескольких километров.

Верхневендско-нижнеордовикский СЯ доминирует на территории НБПА, залегающая со стратиграфическим и структурным несогласием на рифейско-нижневендских терригенных формациях. Заметной перестройкой на рубеже амгинского и майского веков он разделен на два СПЯ: верхневендско-среднекембрийский (амгинский стратиграфический ярус) и среднекембрийско(майский стратиграфический ярус)-нижнеордовикский. Верхневендско-среднекембрийский СПЯ представлен плитным карбонатно-терригенным сульфатно- и соленосным пестроцветным СФЯ. Повсеместно базальной формацией является сульфатно-глинисто-доломитовая. Исключение составляет центральная часть Непского поднятия (Верхнечонский купол), где она замещается сульфатно-карбонатно-соленосной формацией (мотская свита). Это одно из наиболее ранних проявлений соленосных формаций на НБПА. На северо-западном НБПА иногда (Ербогаченская скв.) в качестве базальной появляется ангидритово-доломитовая формация. Залегающий выше соле-

носный вещественный комплекс занимает до 75—80 % объема СПЯ (усольская, бельская, ангарская свиты и их аналоги — юедейская, юрегинская, толбачанская и чарская свиты). Он объединяет глинисто-карбонатно-соленосную, галогенную галитовую, галогенную калиеносную и сульфатно-карбонатно-соленосную формации. На большей площади НБПА ведущей формацией комплекса является глинисто-карбонатная соленосная. В ассоциации с соподчиненными соленосными формациями она образует ряды различного строения. Галогенная калиеносная формация, в отличие от галогенной галитовой, появляется среди конечных членов ряда соленосных формаций (ангарская свита) на юго-западе НБПА (Непское поднятие, Тэтэринский вал и др.). Формационный ряд плитного карбонатно-терригенного сульфатоносного и соленосного пестроцветного СПЯ в большинстве случаев завершается сульфатоносными глинисто-доломитовой, глинисто-карбонатной или карбонатной формациями. В пределах Тэтэринского вала и юго-западной части НБПА формационный ряд заканчивается ангидритово-доломитовой формацией. Наиболее значительные мощности СПЯ отмечаются на северо-востоке НБПА (Сюльдюкарский и Мирнинский выступы) — 1840—1940 м и на юго-западе — 1865—2010 м. Минимальные: Непское поднятие — 1490—1650 м, Пеледуйский купол — 1480 м, Тэтэринский вал — 1580 м.

Среднекембрийско(майский)-нижнеордовикский СПЯ в полном объеме сохранился лишь на юго-западе НБПА (бассейны верховьев рек Н. Тунгуска и Непы) — к юго-западу от Непского поднятия и на северо-востоке Сюльдюкарского выступа (Отдулахская и Сюльдюкарская скважины). Однако и здесь в результате предклинкового размыва полностью уничтожены отложения чуьского яруса. На остальной территории НБПА СПЯ либо представлен базальными отложениями частично размывтой верхоленьской свиты, либо отсутствует (Тэтэринский вал, Пеледуйский купол, Непское поднятие и др.). Отсутствие отложений СПЯ в Ербогаченской скважине при резко сокращенной мощности амгинского стратиграфического яруса указывает на существование здесь Ербогаченского купола (?). Напротив, наличие обоих СПЯ верхневендско-нижнеордовикского СЯ, наиболее полных по своему объему и мощностям на юго-западе периклинали НБПА (верхнее течение рек Н. Тунгуска, Непы и др.), указывает на возможное существование здесь впадины (Верхнетунгусская), осложненной контрастными линейными дислокациями Непской зоны складок. В строении СПЯ участвует плитный терригенный и терригенно-карбонатный красно- и пестроцветный ФР. Мощность СПЯ меняется от 45—100 м (Непское поднятие) до 400—450 м на юг-юго-западе антеклизы. Структура НБПА нарушена сложной системой разноразрядных и разноориентированных разломов. К наиболее глубинным разломам относятся близмеридиональные Кутско-Илимпейский (фрагмент Байкало-Таймырского линеамента), Усть-Кутско-Преображенский, Вилуйско-Мархинский, северо-восточного простирания — Ангаро-Вилуйский. Наиболее крупными региональными разломами северо-восточного простирания являются Ангаро-Непский, Литвинцевский, Среднепелский, Токминский, Илим-Тунгусский, Верхненюйский и др. Значительно меньше распространены разломы субширотной (Нижнеангарский, Чонский) и северо-западной ориентировки (Джелидинский, Усть-Ичодинский и др.). НБПА входит в состав крупнейшего Предпатомского нефтегазоносного бассейна [Петрогазоносность..., 1994].

**Байкитская погребенная антеклиза (БПА)** расположена в юго-западной части Сибирской платформы и занимает площадь около 120 тыс. км<sup>2</sup> [Мегакомплексы..., 1987]. Антеклиза наиболее четко прослежена по базальным горизонтам нижнего палеозоя. Она сложена вендско-силурийскими отложениями, которые на северном борту погружаются под верхнепалеозойские — раннемезозойские образования Тун-



гусской синеклизы мощностью 0,5—1 км. На севере и северо-востоке антеклизы граничит с Курейской погребенной синеклизой, на востоке, через Катангскую седловину, с НБПА, на юге и юго-западе — с Ангаро-Тасеевской синеклизой. К структурам первого порядка, в пределах антеклизы, относится Камовское поднятие (площадью 40 тыс. км<sup>2</sup>) с максимальной амплитудой в 230 м, осложненное Куюмбинским валом, Турамским, Чаюбецким и Тайгинским куполами. К северу и северо-востоку от Камовского поднятия, на склоне Байкитской антеклизы, выделяются Юдуконский вал, Байкитский купол, Енгидинский (включает Полиусовское поднятие) и Шушукский (включает Мутарайский вал) структурные мысы с амплитудами 100—150 м. К востоку от Камовского поднятия расположена Катангская седловина, осложненная Собинско-Тэтэринским валом. Она разделяет Байкитскую и Непско-Ботуобинскую погребенные антеклизы.

В строении БПА участвует главным образом (рис. 16) верхневендско-нижнеордовикский СЯ, который распространен повсеместно. На рубеже амгинского и майского веков фиксируется стратиграфическое и структурное несогласие, разделяющее СЯ на два СПЯ: верхневендско-среднекембрийский (амгинский стратиграфический ярус) и среднекембрийско(майский стратиграфический ярус)-нижнеордовикский.

Верхневендско-среднекембрийский СПЯ (начиная с мотской свиты) вскрывается скважинами по всей БПА. В его пределах расцвет получили преимущественно доломитовые формации плитного карбонатно-терригенного сульфатоносного и соленосного пестроцветного СЯ. В северо-западной части БПА (Енгидинский структурный мыс, Байкитский купол, Куюмбинский вал) развиты сульфатоносная глинисто-карбонатная (доломитовая) формация, которая к юго-востоку-востоку антеклизы (Камовское поднятие, Катангская седловина) замещается сульфатно- или глинисто-карбонатными соленосными формациями с подчиненной галогенно-галитовой. В пределах Енгидинского структурного мыса, Собинско-Тэтэринского вала Катангской седловины ряд формаций СЯ завершается частично размытыми отложениями сульфатоносных песчаниково-карбонатной и мергелево-доломитовой формаций (литвинцевская свита). Сульфато-глинистая доломитовая формация юго-западного борта БПА (булайская свита Камовского поднятия мощностью 100—160 м) на северо-восточном борту (Енгидинский структурный мыс, Байкитский и Тайгинский купола, Катангская седловина) сменяется рядом бессолевых формаций — глинисто-известняково-доломитовой, глинисто-доломитовой и доломитовой (мощность 100—190 м). Максимальные мощности СЯ известны на юго-западном крыле БПА, в основании Камовского поднятия — более 2035 м (мотская свита разбурена не до конца) и в пределах Собинско-Тэтэринского вала Катангской седловины — более 2090 м, минимальная — в пределах Байкитского купола (около 1502 м) и в пределах Енгидинского структурного мыса (около 1400 м, вскрыты лишь верха бельской свиты).

Среднекембрийско(майский стратиграфический ярус)-нижнеордовикский СПЯ представлен плитным терригенным и терригенно-карбонатным красно- и пестроцветным СЯ, полный разрез которого вскрыт на Байкитском куполе. К северу и северо-востоку СЯ переходит в плитный карбонатно-терригенный сульфатоносный и соленосный пестроцветный СЯ Курейской погребенной синеклизы, к югу — вновь в плитный терригенный и терригенно-карбонатный красно- и пестроцветный СЯ.

Верхневендско-среднекембрийский СПЯ северо-западной части антеклизы (Камовское поднятие, Енгидинский структурный мыс, Байкитский купол) максимально насыщен интрузивными толлит-долеритовыми формациями (катангский комплекс, 10—390 м). Здесь они занимают до 40—60 % общей мощности разрезов.

А

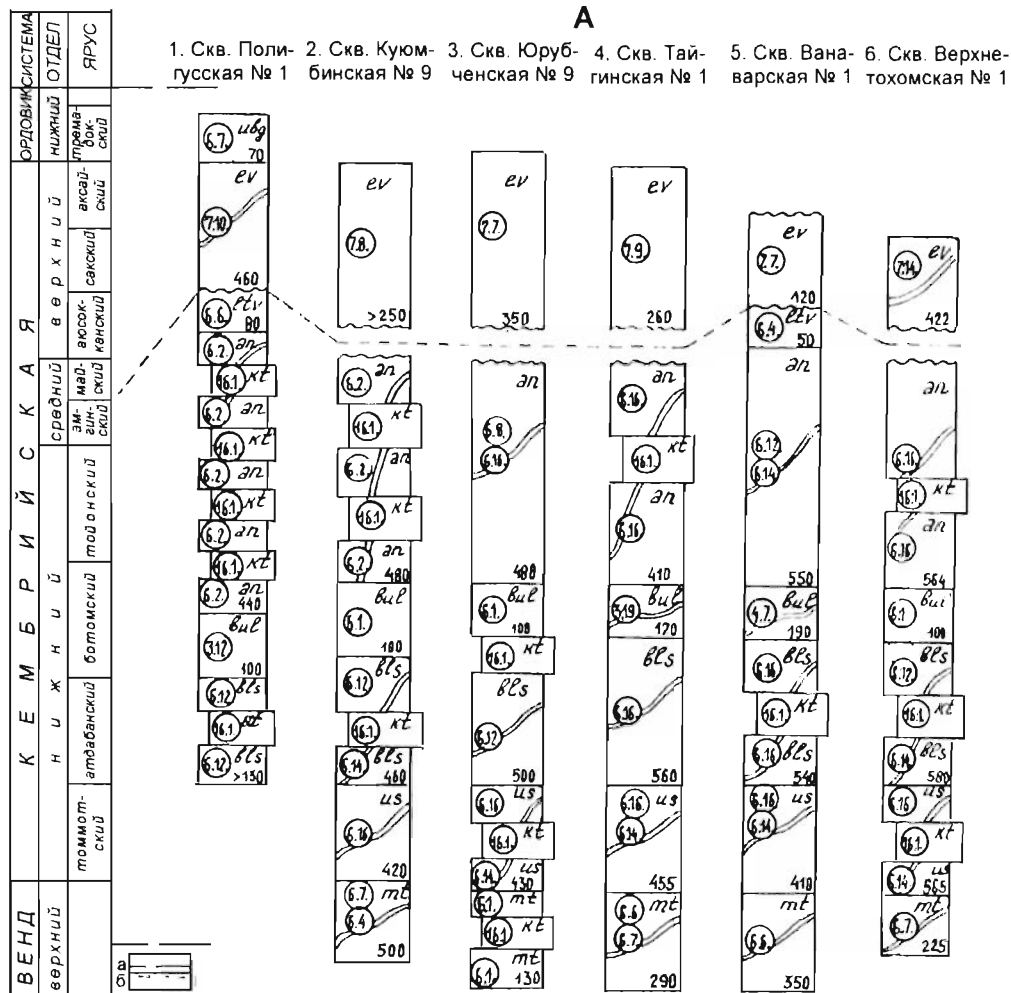
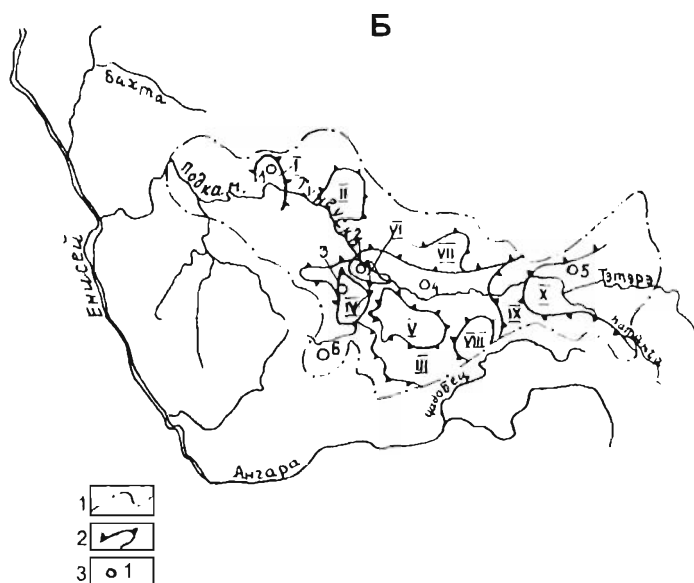


Рис. 16. Схемы корреляции формационных рядов  $V_2$ — $O_1$ -структурного яруса Байkitской погребенной антеклизы (А) и расположения коррелируемых разрезов  $V_2$ — $O_1$ -погребенной Байkitской антеклизы (Б) (сост. В. Н. Егоров).

А, а, б — границы СЯ и СПЯ.

**Геологические формации. Семейства осадочных формаций.** 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.12 — глинисто-известково-доломитовая, 3.19 — глинисто-(сланцево)-доломитовая; 4 — семейство карбонатных формаций: 4.7 — доломитовая; 6 — семейство сульфатно-терригенно-карбонатных и соленосных формаций: 6.1 — сульфатно-глинисто-доломитовая, 6.2 — сульфатно-глинисто-карбонатная, 6.4 — сульфатно-песчаниково-карбонатная, 6.6 — сульфатно-мергелево-доломитовая, 6.7 — кремнисто-доломитовая гипсоносная, 6.8 — гипсово-доломитовая, 6.12 — глинисто-карбонатная соленосная, 6.14 — галогенная галититовая, 6.16 — сульфатно-карбонатно-соленосная; 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.7 — красноцветная мергелево-песчанниковая, 7.8 — красноцветная мергелево-карбонатная, 7.9 — красноцветная мергелево-известково-глинистая, 7.10 — красноцветная мергелево-алевролитово-мергелевая, 7.14 — красноцветная доломитово-мергелево-песчанниковая. **Интрузивные:** 16 — основного состава: 16.1 — долеритовая (долериты, оливиновые, безоливиновые и пелитовидные долериты, апортзит-долериты, кварцевые долериты).



**Стратиграфические и интрузивные таксоны.** *Свиты:* *ubg* — усть-бугариктинская, *ev* — эвенкийская, *lv* — литвинцевская, *an* — ангарская, *bul* — булайская, *bls* — бельская, *us* — усольская, *mt* — мотеекая; *комплексы:* *kt* — катангский.

**Б.** 1 — граница погребенной Байкинской антеклизы; 2 — граница структур первого и второго порядков (структуры первого порядка: III — Камовское поднятие, IX — Катангская седловина; структуры второго порядка: I — Енгидинский структурный мыс, II — Байкинский купол, IV' — Турамский купол, V — Тайгинский купол, VI — Куломбинский вал, VII — Шушукский структурный мыс, VIII — Чадобейский купол, X — Собинско-Тэтэринский вал); 3 — номер и местонахождение разрезов.

Разломы БПА принадлежат двум ортогональным системам: северо-западно—северо-восточной (наиболее древняя) и сумеридиально-субширотной (более поздняя Тычанская). Наиболее крупным разломом северо-западного простирания является Тычанский, контролирующий юго-западную границу Курейской погребенной синеклизы. К региональным разломам северо-восточного направления относятся Ярцевский, Иочиминский, Кординский, Большепитский и Сользаводский. Они заложены в среднем протерозое с последующей активизацией в позднем палеозое—мезозое. Заложение разломов субширотного направления (Бахтинско-Чуьский, Куюмбинский и др.) относится к среднему палеозою.

**Среднененская моноклиза** расположена к северу от Алдано-Станового щита и, следуя изгибанию кристаллического фундамента, полого погружается в сторону Вилуйской синеклизы [Малич, 1975]. К западу моноклиза круто переходит в Березовский прогиб, а на востоке — в пологую Усть-Майскую впадину. В строении моноклизы участвуют рифейские (на восточной и западной окраинах моноклизы), венд-среднекембрийские (повсеместно) и среднекембрийско-силурийские формационные ряды (на западе моноклизы) мощностью от десятков до 3000 м и более в Березовском прогибе.

В осевой части моноклизы выделяется пологое субмеридиональное Лено-Алданское поднятие (Толбинский выступ). На восточной периферии моноклизы, кроме Усть-Майской впадины, сложенной рифейскими и кембрийскими рядами формаций мощностью до 2000 м, выделяются Учурский авлакоген (нижний рифей). Омнинское изометричное поднятие сокращенной мощности, возникшее в среднем и позднем рифее, и Нижнеалданский прогиб, выполненный рядами формаций нижнего, среднего и верхнего рифея.

К северу от Учуро-Майской впадины располагается неглубокая (1200 м) среднекембрийская Чайско-Ботомская впадина, ограниченная с запада и востока небольшими поднятиями (до 500 м) — Синским и Якутским с разделяющей их Амгинской впадиной. На границе Приленской моноклизы с Вилуйской синеклизой в зоне разломов, горстов и грабенов в кристаллическом фундаменте, располагается Якутское погребенное поднятие. По геофизическим данным Л. В. Булина [1959] показала, что в грабенах, сочленяющихся с горстами, залегают кембрийские отложения мощностью до 1500 м. В юго-восточной части моноклизы расположены позднерифейские клинопироксенит-дунитовые массивы (Курский, Чадский, Сыбахский и др.), образующие куполовидные кольцевые магматогенные структуры диаметром 6—10 км. Приведенные вдоль массивов в вертикальное положение формации верхнего рифея трансгрессивно перекрываются юдомской песчанико-доломитовой формацией венда.

Базальный рифейский ярус слагает пять формационных рядов: нижнерифейский, два среднерифейских и два верхнерифейских. На западе моноклизы в Чарской зоне преобладают верхнерифейский терригенно-карбонатный ФР (до 600 м) и дайки субщелочной долеритовой формации. На востоке моноклизы в Учуро-Майской впадине развиты все пять ФР: нижнерифейский учурский базальт-терригенный, среднерифейские аймчанский доломитово-терригенный (600 м) и керпильский терригенный доломитовый (до 1300 м), верхнерифейские лохандинский терригенно-карбонатный битуминозный (до 2800 м) и терригенный уйский ФР.

Среди фанерозойских образований выделяются три СЯ: первый верхневендско-нижнекембрийский соленосно-карбонатный на западе и карбонатно-битуминозный на востоке (соответственно 2000 и 450 м); второй среднекембрийско-нижнесордовикский мергельно-карбонатный на западе (500 м) и биогермно-карбонатный на востоке (1000 м); третий среднеордовикско-нижнесилурийский мергельно-карбонатный (750 м) только на западе.

Стратиграфическую привязку рифейских, вендских и нижне-среднепалеозойских формационных рядов, состав и мощность формационных видов иллюстрируют схемы корреляции Учуро-Майской впадины и Среднеленской моноклизы (рис. 17). Восточная граница моноклизы определяется разломами и надвигами, отделяющими Усть-Майскую впадину от Сетте-Дабанского антиклинория Верхоянской складчато-надвиговой системы. Западная часть моноклизы граничит по разломам север—северо-восточного направления с Вилуйско-Патомской рифтогенной системой. Все разломы здесь группируются в зоны субмеридионального направления, к которым приурочены дайки долеритов либо тела клинопироксенит-дунитовой формации. Мантийные разломы ограничивают моноклизу с запада, востока и юга.

**Приенисейская моноклиза** расположена вдоль Енисейского кряжа и прослеживается от р. Ангара на юге до р. Н. Тунгуска на севере. Она граничит на западе по зонам разломов с рифейской складчатой системой Енисейского кряжа, с молодой Западно-Сибирской платформой и рифейскими складчато-надвиговыми структурами Туруханского поднятия. На востоке моноклиза граничит по зонам разломов с Тунгусской синеклизой.

В строении моноклизы участвует пакет структурных ярусов: погребенные рифейский, нижневендский, верхневендско-среднекембрийский (амгинский) и вскрытые на поверхности среднекембрийско-нижнеордовикский, среднеордовикско-силурийский, девонский и триасовый, залегающие друг на друге со стратиграфическими и структурными несогласиями, образующими геолинзу, полого погружающуюся к северо-востоку под Тунгусскую синеклизу. Из погребенных только рифейский пологодеформированный структурный ярус, сложенный перикратонным СФЯ, образует узкую полосу (до 10 км), погружающуюся к западу в сторону Енисейского кряжа и Туруханского поднятия. Общая мощность формаций погребенных структурных ярусов достигает трех километров, вскрытых на поверхности от 300 до 900 м. Рифейский пологодеформированный СЯ переходит к западу на Енисейском кряже в складчатый СЯ; остальные плитные структурные ярусы, перекрывавшие когда-то Енисейский кряж в виде платформенного чехла, сохранились фрагментарно в отдельных грабенах.

Вендский пологодеформированный красноцветный терригенный приорогенный СФЯ слагает на северо-восточной окраине Енисейского кряжа Тейский прогиб, поперечный профиль которого асимметричен и выполаживается в сторону Приенисейской моноклизы. Мощность молассоидных формаций, слагающих прогиб, убывает (от 3000 м до 0) к северо-востоку, и в бассейне Подкаменной Тунгуски, по данным бурения, они выклиниваются. Верхневендско-среднекембрийский пестроцветный сульфатоносный плитный СПЯ мощностью от 1500 до 2075 м распространен по всей моноклизе и осложнен рядом конседиментационных впадин и поднятий, сложенных сульфатно-карбонатными, галогенными галититовыми и другими формациями общей мощностью до 2500 м. В зоне Ангарских складок СПЯ образует ядра кулисообразно расположенных антиклиналей: Имбинской, Агалеевской, Кодинской, Берябинской и Ковинской, длина осевых частей которых изменяется от 30 до 50 км. Среднекембрийско-силурийский плитный структурный подъярус слагают формации трех малых рядов общей мощностью от 900 до 1700 м. Он отсутствует только на самом востоке и юго-востоке моноклизы. Среднепалеозойский плитный СПЯ развит на западе моноклизы, где общая его мощность составляет 200—300 м. Моноклиза в грубых чертах отвечает части Ленско-Енисейского кембро-силурийского поля, по Н. С. Шатскому; северо-восточному склону моноклинали Енисейского поднятия, по Н. С. Зайцеву; «наиболее приподнятым участкам различных тектонических зон», по С. П. Ситникову и Н. А. Грибовой.

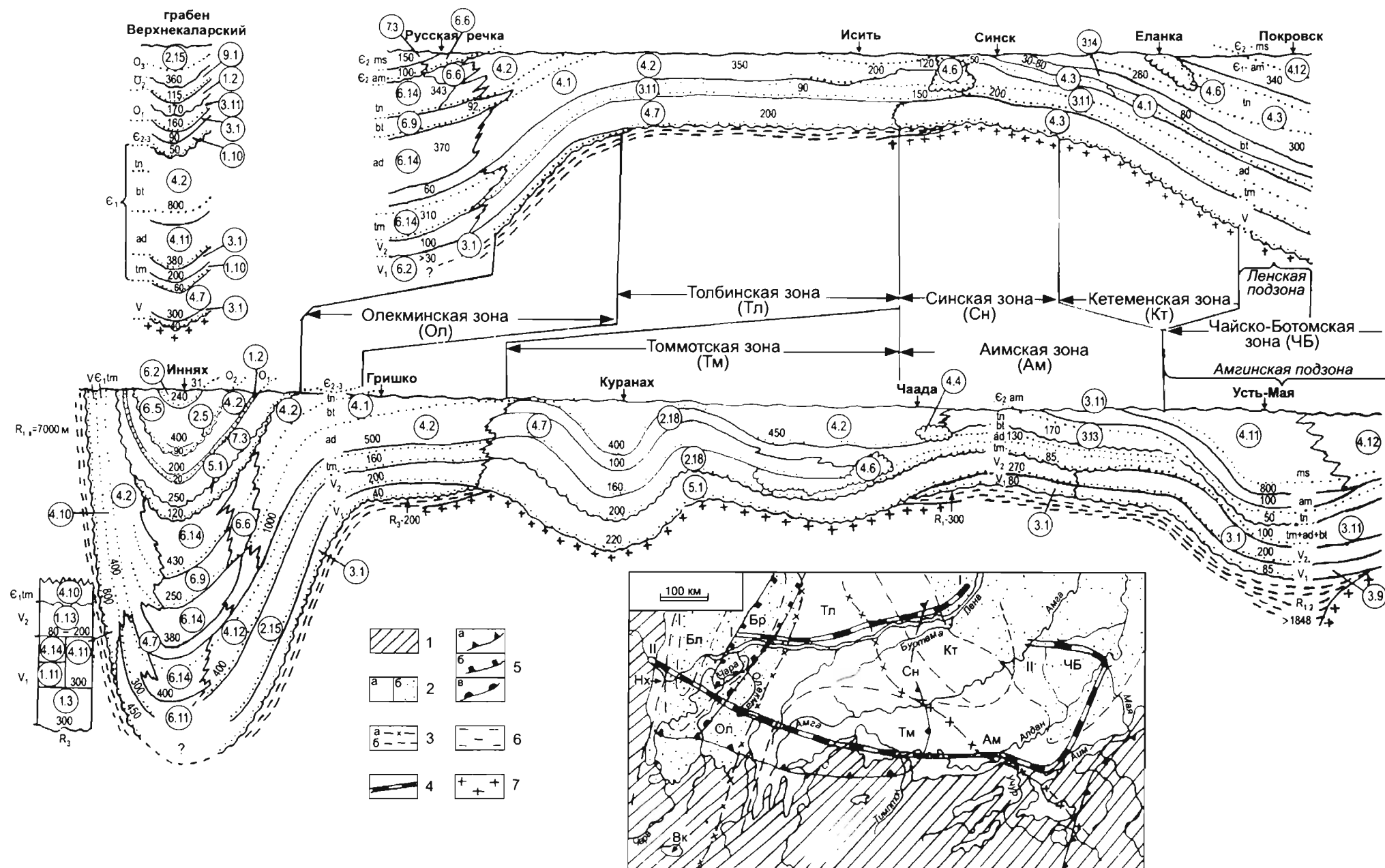


Рис. 17. Схема районирования и стратиграфо-формационные разрезы венд-силурийских отложений Среднеленской моноклизы (сост. Е. П. МIRONЮК).

1 — довендские образования; 2 — поля распространения отложений (а — венд-нижнекембрийских малой мощности, б — венд-кембрийских, иногда с ордовиком и силуром, большой мощности); 3 — границы районов (а) и зон (б); 4 — линии разрезов; 5 — ареалы распространения силлово-дайкиловых девон-карбонных долеритовых формаций: а — общие, б, в — местных разновидностей долеритовых формаций (б — усть-олекминской в Уоргаланской зоне, в — ленской в Синской зоне).

На разрезах: сплошные линии — формационные границы, точечные линии — биостратиграфические границы, мелко-волнистые линии — границы рифовых построек; крестики — до-рифейский фундамент (7), пунктир — рифейские отложения (б).

**Формационные районы и зоны.** Березовский район в составе зон: Нх — нохтуйской, Вк — верхнекаларской, Бл — билляхской, Бр — биружской, Ол — олекминской; Амгинский район в составе зон: Тл — толбинской, Тм — томмотской; Синско-Майский район в составе зон: Сн — синской, Ам — аимской, Кт — кетеменской, ЧБ — чайско-ботомской.

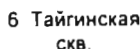
**Кембрийские стратиграфические подразделения.** Ярусы: *tm* — томмотский, *ad* — атабанский, *bt* — батомский, *tn* — тойонский, *am* — амгинский, *ms* — майский.

**Геологические формации Среднеленской моноклизы. Семейства осадочных формаций:** 1 — семейство обломочных формаций: 1.2 — глауконитово-песчанниковая, 1.3 — глауконитово-глинисто-песчанниковая, 1.10 — песчанниковая, 1.11 — алевритово-аргиллитовая, 1.13 — алевритово-песчанниковая; 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.5 — пестроцветная песчанниково-аргиллитовая, 2.15 — пестроцветная мергелево-доломитовая (карбонатная), 2.18 — пестроцветная известняково-мергелевая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.1 — песчанниково-доломитовая, 3.9 — доломитово-глинисто-песчанниковая, 3.11 — глинисто-известняковая, 3.13 — глинисто-углеродисто-известняковая, 3.14 — терригенно-флишная; 4 — семейство карбонатных формаций:

4.1 — известняковая, 4.2 — известняково-доломитовая, 4.3 — доломитово-известняковая, 4.4 — известняково-доломитовая карбостромовая, 4.6 — рифонидная, 4.7 — доломитовая, 4.10 — мергелево-доломитовая, 4.11 — мергелево-известняково-доломитовая, 4.12 — мергелево-известняковая, 4.14 — доломитово-известняковая битуминозная; 5 — семейство кремнисто-терригенно-карбонатных формаций: 5.1 — кремнисто-доломитовая; 6 — семейство сульфатно-терригенно-карбонатных и соленосных формаций: 6.2 — сульфатно-глинисто-карбонатная, 6.5 — сульфатно-мергелево-песчанниковая, 6.6 — сульфатно-мергелево-доломитовая, 6.9 — гипсово-(ангидритово-известняковая), 6.11 — ангидритово-карбонатная и ангидритово-мергелевая, 6.14 — галогенная галититовая; 7 — семейство обломочных регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.3 — красноцветная гравелитово-песчанниковая; 9 — семейство формаций кор выветривания: 9.1 — кварцево-песчанниковая.



## A



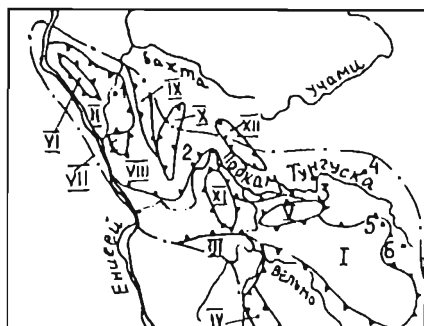
Western blot analysis of p38 phosphorylation in H1299 cells. Panel a shows p38 phosphorylation (p-p38) and panel b shows total p38. Lanes are: control, 100 nM, 100 nM + 100 nM, and 100 nM + 100 nM + 100 nM.

Бахтинская впадина расположена на северо-западе моноклизы в бассейнах рек Бахты и Фатьяники. Она имеет форму асимметричного чашеобразного прогиба, открывающегося к север—северо-западу. В строении ее участвуют формационные ряды верхневендско-среднекембрийского, среднекембрийско-нижнеордовикского, среднеордовикско-силурийского, девонского и нижнекаменноугольно-триасового



Рис. 18. Схемы корреляции формационных рядов  $V_2$ —D-структурных ярусов Приенисейской моноклизы (А) и расположения коррелируемых разрезов (Б) (сост. Н. С. Малич).

Б



4. а, б — границы СЯ и СПЯ.

**Геологические формации.** Семейства осадочных формаций: 1 — семейство обломочных (терригенных) формаций: 1.10 — песчанниковая; 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.14 — пестроцветная карбонатная стратондная песчанниково-глинистая, 2.17 — пестроцветная мергелево-алевролитовая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.5 — песчанниково-известняковая, 3.10 — известняково-глинисто-песчанниковая, 3.19 — глинисто-(сланцево)-доломитовая, 3.21 — мергелево-глинисто-известняковая; 4 — семейство карбонатных формаций: 4.1 — известняковая, 4.2 — известняково-доломитовая, 4.7 — доломитовая, 4.10 — мергелево-доломитовая; 6 — семейство сульфатно-терригенно-карбонатных и соленосных формаций: 6.1 — сульфатно-глинисто-доломитовая, 6.3 — сульфатно-карбонатная, 6.6 — сульфатно-мергелево-доломитовая, 6.7 — кремнисто-доломитовая-гипсоносная, 6.12 — глинисто-карбонатная соленосная, 6.14 — галогенная галититовая, 6.16 — сульфатно-карбонатно-соленосная; 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.2 — красноцветная конгломератово-алевролитово-песчанниковая, 7.4 — красноцветная песчанниково-алевролитовая, 7.8 — красноцветная мергелево-карбонатная; 9 — семейство формаций кор выветривания: 9.1 — кварцево-песчанниковая и гравелитово-кварцево-песчанниково-песчанная.

**Региональные стратиграфические таксоны.** *Свиты:* *jk* — юктинская, *tn* — тынепская, *nt* — нимская, *kc* — кочумдская, *st* — столбовская, *kr* — криволукская, *bk* — байкитская, *cn* — чуньская, *uk* — устькутская, *tr* — турамская, *ev* — эвенкийская, *lv* — литвинцевская, *an* — ангарская, *bul* — булайская, *hls* — бельская, *us* — усольская, *mt* — мотская.

**Б. 1** — граница Приенисейской моноклизы, 2 — границы структур первого и второго порядка: 1 — Турамское поднятие, II — Бахтинская впадина, III — Вельминский выступ, IV — Верхнетеряевская мульда, V — Юдоканский вал, VI — Бахтинский вал, VII — Суломай-Лебяжинский вал, VIII — Гурьевская мульда, IX — Кузьмовская мульда, X — Кондроминская мульда, XI — Енгилинский вал, XII — Полюноровская мульда; 3 — местоположение и номер коррелируемых разрезов.

плитных СЯ и СПЯ. Они образуют осложняющие впадину конседиментационные валы (Бахтинский, Суломай-Лебяжинский и др.) и мульды (Кузьмовская, Гурьевская и др.) северо-западного простирания и многочисленные купола [Малич, 1959]: Маршрутинский, Тынепский, Дельгулинский и др. Длина валов составляет 250 и 120 км, ширина до 60 км. Бахтинский вал осложнен рядом горстов и куполов, ориентированных также на северо-запад. На юго-востоке вал соединяется с Лиственичным валом среднекембрийско-силурийского плитного структурного подъяруса.

Турамское поднятие приурочено к юго-восточной и центральной части моноклизы и представляет собой древний стабильный массив, возникший на стадии консолидации фундамента и затем устойчиво развивавшийся как положительная

структура (Д. А. Туголесов, П. Е. Оффман). В строении центральной части поднятия участвует среднекембрийско-нижеордовикский СПЯ, залегающий на погребенных формационных рядах плитного верхневендско-среднекембрийского СПЯ. Крылья поднятия асимметричны — восточное более крутое, западное пологое. Силурийские и девонские формации отсутствуют, в эти периоды поднятие представляло собой область сноса. Западное крыло поднятия, по данным Н. С. Малича, осложняют конседиментационные Вельминский, Енгидинский и Пролетарский валы и Польшпоровская и Кондроминская мульды северо-западного направления, располагаясь параллельно структурам Енисейского кряжа. Длина валов достигает 100—200 км при ширине 25—50 км. Углы падения постепенно выволаживаются от осевой части валов в сторону крыльев от 20—15 до 5—2°. К осевым частям валов и мульд приурочены купола (Коченятский, Лебяжинский и др.) и многочисленные горсты и грабены. Формационные ряды СЯ Приенисейской моноклизы иллюстрирует корреляционная схема, отражающая возраст, состав и мощности формационных тел (рис. 18).

Турамское поднятие начало обособляться в ордовике, развивалось в силуре и девоне, окончательно оформилось, как и вся Приенисейская моноклиза, в послераннетриасовую эпоху, совпадающую с интенсивным проявлением разломов, вызванных глобальной деструкцией земной коры, обусловившей интенсивные воздымания в пределах Енисейского кряжа. Выделяются региональные разломы, отделяющие моноклизу от складчатых структур Енисейского кряжа (Приенисейский на юго-западе), от Туруханского поднятия (Курейско-Летнинский) на западе и Ангара-Катангская зона разломов на северо-востоке на границе с Тунгусской синеклизой. В центральной части моноклизы (бассейн Подкаменной Тунгуски) выделяются параллельные друг другу зоны разломов на сочленении валов и мульд северо-западного простирания. Зоны образуют сеть разломов, ограничивающих многочисленные горсты и грабены. Возникновение разломов относится к переломной эпохе тектогенеза, вызвавшей смену осадконакопления ниже уровня моря (ранний венд — ранний карбон) на осадконакопление преимущественно выше уровня Мирового океана (средний карбон — палеоген).

**Прибайкальская моноклиза** [Малич, 1975], или Ангара-Ленская ступень [Геология..., 1981], Лено-Ангара-Ленская депрессия, по С. П. Ситникову и Грибовой, Ангара-Ленская синеклиза была намечена еще Э. Зюсом. Она охватывает центральную и восточную части Иркутского амфитеатра, ограниченного с юго-востока и юго-запада складчатыми структурами рифея Прибайкалья и Восточного Саяна, и характеризуется пологим погружением к западу и северо-западу, где по зонам разломов граничит с Тунгусской и Ангара-Тасеевской синеклизами. Общее простирание моноклизы северо-восточное. Длина ее около 900 км, ширина — в среднем 300 км. В ее строении участвуют рифейский и нижневендский пологодеформированные, верхневендско-нижеордовикский и среднеордовикско-силурийский плитные СЯ.

Рифейский СЯ окаймляет Прибайкальскую моноклизу с востока, образуя прибайкальский пологоскладчатый терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно известняковый СФЯ. Он прослеживается узкой полосой вдоль юго-восточной границы моноклизы по северо-западному побережью оз. Байкал и в сторону платформы постепенно выклинивается. Общая мощность СЯ от 500 до 5000 м. Максимальные мощности его приурочены к Бугульдейской и Иликтинской впадинам. Сокращенные мощности фиксируются на разделяющем эти впадины Ангинском поднятии. Залегают СЯ с несогласием на коре выветривания нижнего протерозоя или на архейском фундаменте. Серия продольных и поперечных разломов разбивает СЯ на ряд блоков. СЯ образует линейные складки меридионального и се-

веро-восточного простирания. Продольные разломы иногда переходят в крутые надвиги с поверхностью наклона на северо-запад.

Нижневендский СЯ залегает со структурным несогласием на рифейском СЯ и образует два СФЯ: Ушаковский и Оселковский пологодеформированные терригенные красноцветные. Первый СФЯ, реликты которого вскрыты эрозионным срезом в Западном Прибайкалье, прослеживается узкой полосой (до 15 км) северо-восточного простирания (Ушаковская впадина). Вкрест простиранию впадины в сторону Иркутского амфитеатра, по данным бурения, СФЯ уменьшается от 1800 м до 200 м, а затем выклинивается, образуя ряд асимметричных линейных пологих структур, ориентированных в северо-восточном направлении. Длина их 10—12 км, ширина 1—6 км. Структуры осложнены сбросами с амплитудой, не превышающей 100 м. Нередки разломы и опрокидывание слоев в северо-западном направлении.

Оселковый пологодеформированный терригенный красноцветный СФЯ образует в Присаянье линейный прогиб общей мощностью до 2150 м, залегающий со структурным несогласием на различных горизонтах рифейского СЯ.

Верхневендско-нижнеордовикский плитный СЯ состоит из верхневендско-среднекембрийского (амгинский ярус) карбонатно-терригенного сульфатоносного и соленосного плитного СПЯ и среднекембрийско(майский ярус)-нижнеордовикского терригенного и карбонатно-терригенного красноцветного СПЯ.

Верхневендско-среднекембрийский (амгинский ярус) плитный СПЯ перекрывает всю моноклизу.

Среднекембрийско-нижнеордовикский СПЯ занимает значительную часть моноклизы и представлен ангарским терригенным и терригенно-карбонатным красноцветным плитным СФЯ на большей части моноклизы и присаянским терригенным красноцветным плитным СФЯ, образующими три линейные впадины (Прибайкальскую, Присаянскую, Среднеленскую), разделенные Ангаро-Илимским конседиментационным поднятием. Ряды формаций присаянского СФЯ, характеризующие все три впадины, отличаются от ряда формаций ангарского СФЯ Ангаро-Илимского поднятия: они по латерали заменяют друг друга, образуя латеральные ряды. Формационные тела, стратиграфическую их привязку и мощность иллюстрирует схема корреляции формационных рядов верхнерифейско-силурийских структурных ярусов Прибайкальской моноклизы (рис. 19).

Среднеордовикско-силурийский СЯ представлен средне-верхнеордовикскими иркутским плитным терригенным и терригенно-карбонатным пестроцветным СФЯ, замещающим его по латерали суринским плитным терригенным красноцветным СФЯ и перекрывающим их силурийским кежемским плитным терригенным и терригенно-карбонатным красноцветным СФЯ. Иркутский плитный СФЯ занимает более половины моноклизы и образует реликты пологой впадины. Полнее он представлен в Ангаро-Илимском и Усть-Кутском районах. Суринский плитный СФЯ слагает ряд прогибов, осложняющих южное крыло Иркутской впадины. Лучший его разрез в Суринском районе. Кежемский плитный СФЯ залегает на различных горизонтах ордовика и образует асимметричную впадину, разделенную Ковинским валом на две мульды.

Моноклиза состоит из серии поднятий и впадин, часть из которых отчетливо выражена как по глубинам залегания кровли фундамента, так и в структуре чехла на уровне эрозионного среза. В пределах моноклизы выделяются Усть-Кутская, Илимская, Илгинская, Нюйская и Ушаковская впадины, разделенные Литвинцевским, Жигаловским, Коркинским, Божеханским валами, Марковский и Киренгский валы, Непский свод (Пеледуйское поднятие), Заярско-Усть-Кутский свод. Все валы имеют северо-восточное простирание и изучались многими исследователями. Пеледуйское



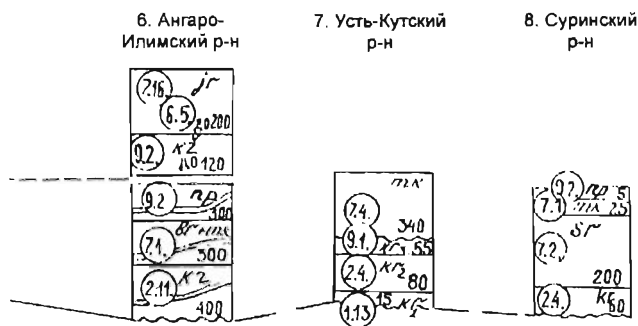


Рис. 19. Схемы корреляции формационных рядов  $R_3$ — $S_1$ -структурных ярусов Прибайкальской моноклизы (А) и расположения коррелируемых разрезов (Б) (сост. Н. С. Малич).

А, б — границы СЯ и СПЯ.

**Геологические формации.** Семейства осадочных формаций: 1 — семейство обломочных (терригенных) формаций: 1.1 — аркозовая конгломератово-алевролитово-песчанниковая, 1.2 — глауконитово-песчанниковая, 1.6 — гравелитово-песчанниковая, 1.13 — алевролитово-песчанниковая; 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.4 — пестроцветная аргиллитово-песчанниковая, 2.11 — пестроцветная глинисто-известняково-песчанниковая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.1 — песчанниково-доломитовая и песчанниково-известняково-доломитовая, 3.12 — глинисто-известняково-доломитовая; 4 — семейство карбонатных формаций: 4.2 — известняково-доломитовая, 4.3 — доломитово-известняковая; 6 — семейство сульфатно-терригенно-карбонатных и соленосных формаций: 6.2 — сульфатно-глинисто-карбонатная, 6.10 — ангидритово-доломитовая, 6.14 — галогенная галититовая; 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.1 — красноцветная (глинисто)-песчанниковая, 7.2 — красноцветная конгломератово-алевролитово-песчанниковая, 7.3 — красноцветная гравелитово-песчанниковая, 7.4 — красноцветная песчанниково-алевролитовая, 7.10 — красноцветная алевролитово-мергелевая, 7.12 — красноцветная песчанниково-глинисто-алевролитовая, 7.13 — сероцветная глинисто-алевролитово-песчанниково-конгломератовая, 7.14 — красноцветная доломитово-мергелево-песчанниковая, 7.16 — красноцветная песчанниково-глинистая, 7.18 — гравелитово-конгломератово-алевролитовая; 9 — семейство формаций кор выветривания: 9.1 — кварцево-песчанниковая и гравелитово-кварцево-песчанниково-песчанная, 9.2 — каолинитово-песчанниковая. **Интрузивные:** 19 — щелочно-ультраосновного состава: 19.2 — ийолит-карбонатитовая (мелилититы, мельтейгиты, ийолиты, щелочные нефелиновые сиениты, фоскориты, карбонатиты, нельсониты, франколиты).

**Стратиграфические региональные таксоны.** *Свиты:* *jr* — ярская, *kz* — кежемская, *np* — непская, *hr* — братская, *mk* — макаровская, *sr* — суринская, *kr* — кривоуцкая, *hd* — бадарановская, *cn* — чуньская, *uk* — устькутская, *uil* — устйлимская, *il* — илгинская, *vl* — верхоленская, *lt* — литвинцевская, *an* — ангарская, *bl* — булайская, *bls* — бельская, *us* — усольская, *mt* — мотская, *os* — оселочная, *us* — ушаковская, *kc* — качергатская, *ul* — улунтуйская, *gl* — голоуестенская; **комплексы:** *sm* — зиминский.

**Б. 1** — граница Прибайкальской моноклизы; 2 — границы структур первого и второго порядка (I — Нюйская впадина, II — Пеледуйское поднятие, III — Илимская впадина, IV — Усть-Кутская впадина, V — Илгинская впадина, VI — Ушаковская впадина, VII — Киренгский вал, VIII — Марковский вал, IX — Жигаловский вал, X — Божеханский вал, XI — Иркутский прогиб); 3 — граница погребенной Непско-Ботубобинской антеклизы; 4 — разломы фундамента: *a* — на поверхности, *b* — скрытые; 5 — номер и местоположение разрезов.

широкими участками пологого залегания, протягивающимися на десятки километров и обычно осложненные разломами—надвигами. К Восточному Саяну примыкает Иркутское поднятие [Геология..., 1981], в состав которого входит погребенная часть Гутарского выступа фундамента платформы. На поднятии известны длительно развивающиеся куполовидные структуры (Осинская, Теретская, Атовская, Парфеновская и др.). Крупные изометричные пологие структуры (Непский свод или Пеледуйское поднятие и Заярско-Усть-Кутский свод) моноклизы представляют собой поперечные осложнения общей линейно вытянутой структуры — геолинзы—моноклизы.

Существенное значение в строении Прибайкальской моноклизы имеют планетарные линейменты, мантийные и коровые разломы. Линейменты (рифты) пересекают моноклизу в меридиональном направлении (Трансазиатский или Байкало-Котуйский), разделяя ее на восточную и западную части, и ограничивают ее с севера (Транссибирский). Это долгоживущие, неоднократно активизировавшиеся структуры, явившиеся барьерами и переходными зонами фациального, формационного, структурного и металлогенического плана. Мантийные разломы ограничивают моноклизу с юго-востока (Байкало-Патомский), юго-запада (Саянский) и с северо-запада (Ангаро-Вилуйский), а также проявились в виде разломов, оперяющих линейменты.

**Предпатомский погребенный прогиб (ППП)** развит под северной частью Байкало-Патомского нагорья и граничит на северо-западе с Непско-Ботуобинской погребенной антеклизой, на северо-востоке — с Алдано-Становой антеклизой.

В северо-восточной части ППП выделяются Нюйско-Джербинская и Березовская впадины, разделенные Джеюктинским выступом. Последний включает в себя Уринский структурный мыс, образующий «входящий угол» в тело платформы. Он вытянут в субмеридиональном направлении и обозначается выходами на дневную поверхность образований рифея, смятых в серию брахиформных складок. Нюйско-Джербинская впадина по базальным горизонтам венда вытянута в северо-восточном направлении на 400 км при ширине 120 км. Амплитуда структуры более 2 км. Шарнир впадины смещен к Байкало-Патомскому нагорью, Березовская впадина вытянута в субмеридиональном направлении. Ее размеры по кровле венда  $75 \times 260$  км. Более крутое и узкое крыло впадины прилегает к Джеюктинскому выступу. Все горизонты вендско-силурийских отложений раскрываются в сторону Кемпендйской впадины.

Юго-западная ветвь ППП изучена слабо. Предполагается, что ее внутренний борт скрыт под каледонскими шарьяжно-надвиговыми дислокациями Байкало-Патомского нагорья [Мигурский, Старосельцев, 1989]. На уровне рифейско-нижневендских отложений здесь в 70-х годах выделен Байкало-Патомский палеопрогиб. Он вытянут от истоков Ангары до среднего течения р. Вилуй на расстоянии свыше 1500 км. Ширина прогиба в средней части достигает 450 км. Северо-западная граница палеопрогиба фиксируется по высокоградиентной зоне нарастания мощностей доданиловских отложений на юго-востоке Иркутского амфитеатра, Непско-Ботуобинской погребенной антеклизы и далее уходит в сторону Вилуйской синеклизы. На уровне рифейско-нижневендских отложений, вдоль северо-западной границы Байкало-Патомского палеопрогиба, отмечается присутствие грабенов моноклинальных блоков (Талаканская, Маччобинско-Иреляхская, Онхойдохская площади). Юго-восточная граница палеопрогиба условно проводится вдоль западного ограничения Чаро-Олекминского архейского блока Алданского щита, затем через южную часть Березовской впадины к зоне ее сочленения с Алдано-Становой антеклизой и далее в сторону Сарсанской впадины. Строение осадочного чехла в ППП в целом такое же, как и в сопредельной Непско-Ботуобинской погребенной антеклизе. Основную объем занимают вендско-нижнекембрийские формации. Отличие заключается в широком развитии рифейских образований и в появлении в тирской свите венда солей. Силурийские, девонские и юрские формации развиты незначительно. В пределах Березовской впадины скважинами вскрыты верхнерифейские формации плитного терригенно-карбонатного и карбонатного, преимущественно известнякового СФЯ, представленные дикиминдской серией (чекурдахская свита, более 220 м; алексеевская свита, до 290 м) и торгинской свитой (260—430 м). Мощность СФЯ сокращается от центра впадины к ее внешнему борту (до 200 м и менее). К этому же СФЯ относятся бессолевы карбонатно-терригенные и

терригенные отложения верхнего рифея и венда, развитые в пограничной зоне между ППП и Непско-Ботуобинской погребенной антеклизой. Вышележащие верхневендско-силурийские отложения образуют два СЯ: верхневендско-нижнеордовикский и среднеордовикско-нижнедевонский (лохковский). В составе первого СЯ выделяются два СПЯ: верхневендско-среднекембрийский (амгинский стратиграфический ярус) и среднекембрийско(майский стратиграфический ярус)-нижнеордовикский. Верхневендско-среднекембрийский СПЯ представлен рядами формации плитного карбонатно-терригенного сульфатоносного и соленосного пестроцветного СФЯ. Мощные залежи солей (преимущественного галититов) в венде приурочены к тирской свите, в кембрии — к усольской, ангарской и их аналогам — юрегинской и чарской свитам — и менее мощные к верхнебельской и ее аналогу верхнетолбаченской подсвитам. Мощность солесодержащей толщи 1700—1900 м.

В среднекембрийско-нижнеордовикском СПЯ развиты формации преимущественно плитного терригенного и терригенно-карбонатного красно- и пестроцветного СФЯ.

Среднеордовикско-нижнедевонский (лохковский) СЯ присутствует не везде (мощность 0—1000 м). Его базальные горизонты сложены формациями плитных терригенного сероцветного и карбонатно-терригенного пестроцветного СФЯ.

Среднекембрийско-нижнеордовикский СПЯ и среднеордовикско-нижнедевонский (лохковский) СЯ в сглаженном виде повторяют основные структуры нижележащего СПЯ (соленосного комплекса). Интрузии в ППП представлены преимущественно sillами (до 140 м) патомского ( $P_2$ ), жаровского ( $S_2$ — $D_1$ ) и дайками вилуюско-мархинского, контайско-джербинского и чаро-синского ( $D_{2-3}$ ) комплексов долеритов и габбро-долеритов. Дайковые тела средне-позднедевонского возраста образуют протяженные пояса, сопряженные с зонами разломов, по внешнему борту и центральной части Нюйско-Джербинской впадины, внешнему борту Березовской впадины и вытянуты в северо-восточном направлении. ППП входит в состав Предпатомского нефтегазонасного бассейна [Нефтегазонасные..., 1994].

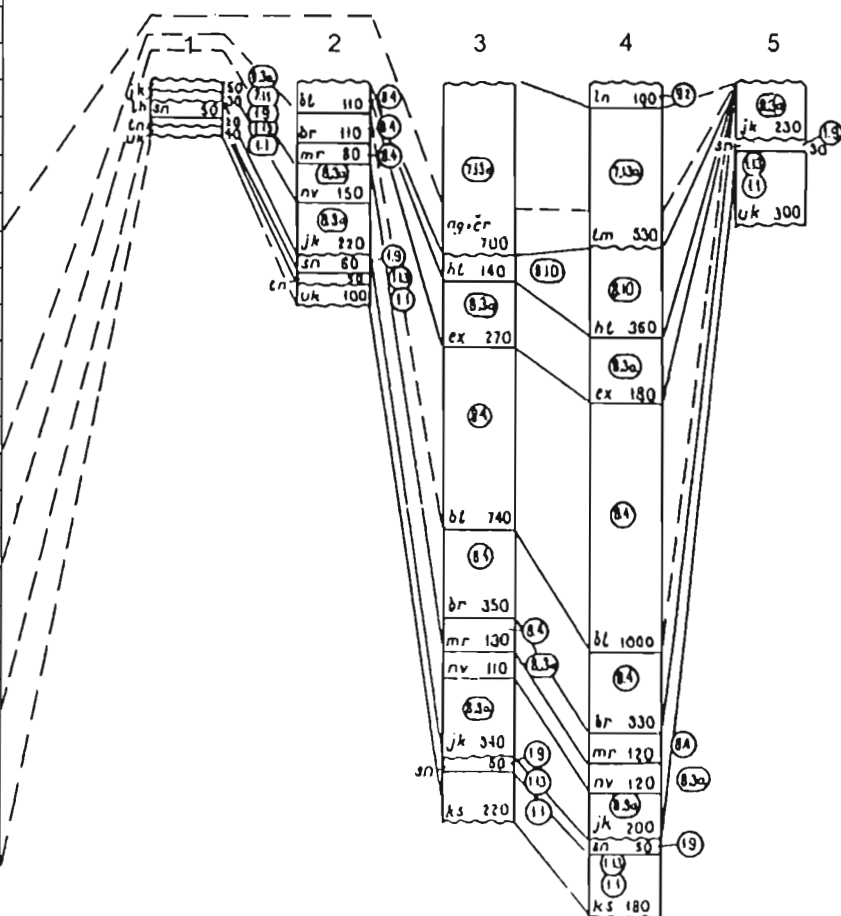
**Вилуюйско-синеклизу** образует юрско-меловой СЯ максимальной мощностью [Мегакомплексы..., 1987] около 5000 м.

Он трансгрессивно перекрывает девонско-триасовые рифтовые, венд-силурийские плитные и рифейские авлакогенные СЯ, а также СЯ фундамента Сибирской платформы. Открываясь в восточном направлении, СФЯ синеклизы сливается с СФЯ Предверхоанского прогиба, с которым синеклиза имеет ряд общих структурно-вещественных характеристик и образует вместе с ним единую в современном плане краевую депрессию Сибирской платформы, не имеющую отчетливо-непротиворечивой границы между этими двумя структурами. На северо-западе синеклиза граничит с Анабаро-Оленекской антеклизой, на юге и юго-востоке — со Средленской моноклизой, на западе она сливается с Ангаро-Вилуюйским прогибом. В качестве границ синеклизы (здесь) принят контур распространения среднеюрских отложений.

Внутреннее строение синеклизы, наряду с общей унаследованностью и элементами наложенного характера, отличается наличием внешней пологой и внутренней погруженной зон. Ее внешней зоне, сопрягающейся с Предверхоанским прогибом, свойственно пологое центриклинальное падение юрских ФР. Строение внутренней зоны, характеризующейся увеличением мощностей отложений и развитием юрско-мелового ФБ в максимальном объеме, осложнено рядом конседиментационных структур (Линденская впадина, Хапчагайский мегавал, Южно-Хапчагайский и Лунгихинско-Келинский мегапрогибы), развитие и положение которых подчинено ортогональной системе региональных дислокаций вдоль Ленского и Вилуюйско-Алдан-

Система	Отдел	Ярус
М Е Л О В А Я	В Е Р Х Н И Й	Маастрихтский
		Кампанский
		Сантонский
		Коньякский
		Туронский
	Н И Ж Н И Й	Сеноманский
		Альбский
		Аптский
		Барремский
		Готеривский
Ю Р С К А Я	ВЕРХНИЙ	Валанжинский
		Берриасский
		Титонский
	СРЕДНИЙ	Кимериджский
		Оксфордский
		Келловейский
		Батский
		Базосский
	НИЖНИЙ	Ааленский
		Тоарский
Ю Р С К А Я	НИЖНИЙ	Плинсбахский
		Синемюрский
		Геттангский

А



ского разломов. Зона влияния последнего разделяет синеклизу на Северо- и Южно-Вилуйский сегменты.

Структурный ярус синеклизы имеет, как и в южной части Предверхоанского прогиба, двучленное строение и сложен в нижней части (геттанг—тоар) терригенными, от континентальных до морских, формациями трансгрессивной стадии, а в верхней (средняя юра—верхний мел) — континентальными герригенными (угленосными в интервале средняя юра—альб) формациями регрессивной (аален—сеноман) и эмерсивной (маастрихт) стадий. Схема корреляции формационных рядов J—K структурного яруса Вилуйской синеклизы иллюстрирует виды формаций, стратиграфическую их привязку и мощности (рис. 20).

**Приверхоанский прогиб** — крупная краевая депрессия сложной коленообразной конфигурации расположена на границе платформы с Верхояно-Колымской складчатой областью и отделена от нее системой разломов, вдоль которой отмечается уменьшение толщины литосферы [Разломообразование..., 1992]. Основание прогиба представлено плитными палеозойско-нижнемезозойскими СЯ краевой части



Б



Рис. 20. Схемы корреляции формационных рядов J—K-структурного яруса Вилуийской синеклизы (А) и расположения коррелируемых разрезов J—K-структурного яруса Вилуийской синеклизы (Б) (сост. А. М. Занин).

**А. Геологические формации. Семейства осадочных формаций:** 1 — семейство обломочных (терригенных) формаций: 1.1 — аркозавая конгломератово-алевролитово-песчанниковая, 1.9 — глинистая, 1.13 — алевролитово-песчанниковая; 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.11 — сероцветная глинисто-песчанниковая, 7.13а — сероцветная конгломератово-песчанниковая, 8 — семейство терригенных угленосных формаций: 8.3а — угленосная песчанниковая, 8.4 — угленосная песчанниково-аргиллитово-алевролитовая, 8.10 — угленосная глинисто-каолинитово-песчанниковая, 9 — семейство формаций кор выветривания: 9.2 — каолинитово-песчанниковая.

**Региональные стратиграфические таксоны Вилуийской синеклизы. Свиты:** (K<sub>2</sub>) — *ln* — линденская, *tm* — тимсрляхская, *ag + cr* — аграфеновская и чиримыйская; (K<sub>1</sub>) — *ht* — хатырыкская, *ex* — эксенская, *bt* — батыльхская; (J<sub>2</sub>) — *br* — бергеинская, *mr* — марыкчанская; (J<sub>2</sub>) — *nv* — нижневилуийская, *jk* — якутская, *lh* — лохаинские слои; (J<sub>1</sub>) *sn* — сунтарская, *tn* — тюнгская, *uk* — укугутская, *ks* — кызылсырская.

**Б. 1 — граница Вилуийской синеклизы; 2 — структуры первого и второго порядков (структуры первого порядка: I — Линденская впадина, II — Хапчагайский мегавал, III — Южно-Хапчагайский мегапрогиб, IV — Лунгхинско-Келинский мегапрогиб; структуры второго порядка: V — Логлорский вал, VI — зона Кемпендяйских дислокаций — куполовидных структур, диапиров); 3 — местоположение и номер разреза.**

**С к в а ж и н ы:** 1 — Сюльдюкарская, 2 — Калэпинская, 3 — Линденская, 4 — Кеднылинская, 5 — Якутская.

Сибирской платформы, осложненными вилуийскими девонско-нижнекаменноугольными и верхнекаменноугольно-триасовым, кютюнгинским и собопольским девонско-нижнекаменноугольным рифтогенными ФР, перекрывающими рифейский авлакогенный СЯ. Переходная зона от платформ складчатой области представлена обособляющимися на широте Китчанского поперечного поднятия, традиционно выделяемыми Ленским и Алданским прогибами, отвечающими субмеридиональной и субширотной ветвям Приверхоянского прогиба. Последняя на большей части своей территории перекрыта палеоген-неогеновыми угленосными молассоидными формациями Келинской (Нижнеалданской) предгорной наложенной мульды. Граница прогиба с Анабаро-Оленекской антеклизой проводится в целом по контуру распространения среднеюрских формаций. На юге она сливается с Вилуийской синеклизой [Боголепов, 1967].

Прогиб представляет собой асимметричную в поперечном сечении структуру с пологим приплатформенным и крутым прискладчатым крылом, насыщенным линейными высокоамплитудными положительными и эшелонированными в Алдан-

ской ветви структурами. В продольном направлении он разделяется на ряд мульд (Булунская, Собопольская, Джарджанская, Линденская, Лунгино-Келинская, Томпонская), имеющих либо линейную форму, либо, на стыке с Вилуйской синеклизой, близкую к изометричной. Поперечные структуры представляют собой конседиментационно развивающиеся поднятия фундамента, генетически связанные с разрывными нарушениями, прослеживающимися в смежных с прогибом районах. Внутренняя, структурно сходная с прилегающими районами Верхоянской области и частично внешняя зоны прогиба осложнены серией шарьяжей (до 3—4 км) со стороны Верхоянской складчатой области [Нарфенов, Прокопьев, 1993]. Плоскости их перемещения представляют собой крутопадающие в своих фронтальных частях (более 45°) и выполаживающиеся по падению в глинистых формациях юры листрические надвиги. Последние, судя по геофизическим данным, сливаясь на глубине в единую поверхность срыва, ограничивают относительно единое чешуйчатонадвиговое тело, продолжающееся в структуре складчатой области.

Формационные латеральные и вертикальные ряды Приверхоянского прогиба, представленные морскими и континентальными терригенными юрско-меловыми формациями, образуют сложное в плане и разрезе геологическое тело, стратиграфический перерыв в подошве которого увеличивается по мере продвижения к центральным частям платформы. В северной части прогиба, ограниченного зоной Анабарского разлома, ФР имеет четырехчленное строение. Нижний член ряда сложен морскими формациями первой трансгрессивной стадии (рэт—тоар), последующий — континентальными средне-верхнеюрскими формациями первой регрессивной стадии. В объеме кимериджа—берриаса выделяется второй трансгрессивный член СЯ, сложенный морскими терригенными формациями. Завершается юрско-меловой разрез ниже-верхнемеловым рядом континентальных, преимущественно угленосных формаций второй регрессивной стадии. Южнее широты Жиганска прогиб характеризуется двучленным строением. Нижний член комплекса сложен набором морских терригенных формаций трансгрессивной стадии. Вышележащие среднеюрские-верхнемеловые отложения представлены только континентальными терригенными угленосными разрезами вплоть до альба формациями регрессивной (аален—кампан) и эмерсивной (маастрихт) стадий.

**Енисей-Хатангский и Анабаро-Ленский прогибы.** Первый из них подчинен скрытой Рассохинско-Балахнинской рифтогенной системе дивергентно-конвергентных дислокаций, представляет собой в целом субшироотно ориентированную контрастную структуру заливообразной формы, раскрывающуюся и погружающуюся по подошве юрских отложений в западном направлении. Структуры прогиба перекрывают среднекаменноугольно-триасовый рифтовый, рифейско-палеозойские плитные и дорифейский протократонный СЯ Сибирской платформы. Границы с Таймырской складчатой системой и Тунгусской синеклизой проводятся по выходам юрско-меловых ФР, южный контур распространения которых проходит вдоль крутой флексуры, осложненной системой продольных взбросо-надвигов. Западная граница прогиба, фактически сливающегося с прилегающими структурами Западно-Сибирской плиты, условно проводится по смене субширотных простираний структур прогиба субмеридиональными, характерными для плиты. На востоке прогиб через слабовыраженную в юрско-меловом ФР Анабаро-Хатангскую седловину сочленяется с Лено-Анабарским прогибом. В поперечном сечении по подошве юрско-мелового СЯ прогиб представляет собой асимметричную грабенообразную депрессию, сформированную системой центриклинально наклоненных блоков ее цоколя [Салихов, Хмелевский, 1991], отражающихся в юрско-меловых формациях в виде флексур и контрастных вытянутых асимметричных

консидиментационных замкнутых структур приразломного типа (Центрально-Таймырский прогиб, Малохетский, Рассохинский и Балахнинский валы, Боганидо-Жданихинский прогиб и др.). Вверх по разрезу амплитуды деформаций уменьшаются, составляя в меловых отложениях 26—40 % от их величины в подошве структурного яруса [Мегакомплексы..., 1987]. Продольная структура прогиба осложнена субмеридиональной системой дизъюнктивных и пликтивных дислокаций (Янгодо-Горбитский выступ). Вырисовываясь в краевых зонах в виде незамкнутых структур вало- и заливообразной формы, они образуют на северном и южном крыльях прогиба конформные структурно-тектонические пары, такие как Пясинская полувпадина—Каменский выступ. В соответствии с внутренней структурно-вещественной организацией прогиб И. П. Кузнецовым и В. Д. Накоряковым расчленяется на западный (Усть-Енисейский) и восточный (Хатангский) сегменты, граница между которыми проходит в месте изменения региональной ориентировки прогиба с субширотной на восток—северо-восточную по Боганидскому поперечному порогу.

Прогиб выполнен в целом структурно дискордантными с подстилающими отложениями, терригенными формациями юры, мела и в незначительном объеме палеогена мощностью порядка 8 км. Эта страгиграфически наиболее полная в пределах Сибирской платформы вещественная ассоциация рассматриваемого СЯ.

В пределах Анабаро-Хатангской седловины хатангский ФР замещается на ее восточном склоне формационным рядом Лено-Анабарского прогиба.

Юрско-меловые терригенные формации прогиба слагают продуктивный нефтегазоносный комплекс с Боганидским месторождением в Хатангской зоне и с Хабейским, Пайяхским, Озерным и другими месторождениями в Усть-Енисейской зоне. Промышленные скопления газообразных углеводородов связаны с геттанг-плинскобахскими, ааленскими, багскими, оксфорд-кимсриджскими, титонскими, валанжин-готеривскими и сеноманскими образованиями. Проявления жидких углеводородов отмечены в байосских отложениях. Нижнемеловая часть ФР содержит месторождения углей.

Анабаро-Ленский прогиб сформирован на плитных палеозойско-нижнемезозойских СЯ краевой части Сибирской платформы и Уджинском рифтогенном рифейском СЯ. С востока прогиб ограничивается Анабарским порогом, с севера — кулисообразной системой линейных складок кряжей Прончищева и Чекановского. Южная граница прогиба проводится по контуру распространения юрско-мелового СЯ, обрамляющего с севера Анабаро-Оленекскую антеклизу. От Предверхооянского прогиба он отделяется Атырканским порогом. В структурном плане построенный асимметрично Анабаро-Ленский прогиб отчетливо разделяется на внутреннюю и внешнюю зоны. Внутренняя, наиболее погруженная (Анабаро-Оленекская), зона прогиба осложнена системой косоориентированных относительно ее генерального простирания консидиментационных мульд (Юелинская, Буолкалахская, Таймыльская, Нижнеленская) и разделяющих их валов. Моноклинальное строение внешней зоны, полого погружающейся с юга на север, осложнено менее контрастными изометричными структурами.

Юрско-меловой трансгрессивно-регрессивный ФР прогиба, параллелизуемый с одновозрастным рядом Енисей-Хатангского прогиба, представлен в нижней части (верхний триас—валанжин) морскими терригенными формациями трансгрессивной стадии, а в верхней (готерив—сеноман) — континентальными угленосными формациями регрессивной стадии.

Анабаро-Ленский СЯ относится к пермско-меловому нефтегазоносному этажу Сибирской платформы [Мельников, 1996].

Схема корреляции формационных рядов J—K СЯ Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов иллюстрирует стратиграфическую привязку, состав и мощности формационных тел (рис. 21).

**Ангаро-Вилуйский внутриплатформенный прогиб** в виде линейной структуры северо-восточного простирания накладывается на южную периферию Тунгусской синеклизы и северную часть Непско-Ботуобинской погребенной антеклизы. Среднемезозойский Ангаро-Вилуйский прогиб, выделенный Одинцовым, выполнен главным образом раннеюрскими отложениями. Последние на юго-западе прогиба слагают небольшие (от сотен квадратных метров до сотен квадратных километров) останцы эрозионного или тектоно-эрозионного происхождения. К восток—северо-востоку от р. Нижняя Тунгуска они формируют обширные поля площадью в несколько десятков тысяч квадратных километров, сливающиеся с одновозрастными отложениями Вилуйской синеклизы. Северо-западным и близмеридиональными поднятиями Ангаро-Вилуйский внутриплатформенный прогиб расчленен на Тунгусско-Чонскую, Тетейскую, Чамба-Чулаканскую, Чайкинскую, Тэтэринскую, Поливинскую, Тушамскую и Мурскую впадины, осложненные более мелкими депрессиями. Наиболее крупными поднятиями являются Нижнетунгусское, Сеганское и Катангское.

В строении Ангаро-Вилуйского внутриплатформенного прогиба участвует плитный терригенный сероцветный СФЯ юрско-мелового СЦЯ, залегающего со структурным и стратиграфическим несогласием на разновозрастных доюрских корях выветривания. В составе СФЯ выделяются следующие формации: аркозовая конгломератово-алевролитово-песчаниковая (геттанг—синемюр, низы плинсбаха, чайкинская, укугутская, оруктахская свиты, 20—140 м), песчаниково-глинистая (плинсбах—тоар, вакунайкинская свиты, 80—120 м). Наиболее крупными разломами Ангаро-Вилуйского внутриплатформенного прогиба являются глубинные долгоживущие Ангаро-Вилуйский, Байкало-Таймырский и Вилуйско-Мархининский разломы, заложившиеся задолго до возникновения прогиба и проявляющиеся неоднократно на различных этапах развития чехла, включая мезозойский.

#### ПОЛОГО-СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ (ПАЛЕОРИФТОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ ПЛАТФОРМЫ)

Рифтогенез играет огромную роль в геологическом развитии Земли, о чем свидетельствуют многочисленные рифтовые зоны океанов и мезозойско-кайнозойские и современные рифты континентов. Однако в последние годы привлекает внимание более древнее рифтообразование, происходившее в раннем мезозое, палеозое, рифее, раннем протерозое и даже в архее из-за значительного его металлогенического потенциала.

Наиболее полно процессы континентального (в том числе эпиплатформенного) рифтогенеза охарактеризованы в работах под редакцией Э. Р. Неймана и И. Б. Рамберга [Континентальные..., 1981], Е. Е. Милановского [1981, 1983], В. Н. Москалевой, А. Д. Щеглова [1989], И. Б. Рамберга, И. П. Моргана [1984], Н. С. Малича др. [1980, 1987, 1988] и многих других исследователей.

Глубинное строение и особенности геофизических полей, а также сопровождающий магматизм для докайнозойских рифтов, развитых в пределах платформ, имеют с молодыми рифтами как черты сходства, так и различия. Древние (докембрийские) рифты давно утратили тепловую тектоническую и магматическую активность, поэтому аномальная мантия («рифтовая подушка», «коро-мантийная смесь»

или «разуплотненная мантия»), располагающаяся в основании коры, охлаждается, уплотняется, приобретая скоростные и плотностные характеристики нормальной мантии. Происходит ее постепенное изостатическое «выравнивание». Характерные сохраняющиеся черты раннепротерозойских рифтов — это увеличенный «базальтовый» и редуцированный «гранитный» слой, значительный объем мафит-ультрамафитовых магматических продуктов, наличие надрифтовой впадины и мантийных разломов, ограничивающих рифтовую зону по всей мощности земной коры и часто располагающихся в стволочной зоне, наличие широкого гравитационного максимума [Рамберг, Морган, 1984]. В палеозойских и мезозойских рифтах (Игарско-Норильский и др.) сохранилось типичное для них глубинное строение. Среди внутриконтинентальных рифтовых зон авлакогены («из борозды рожденные» [Шатский, 1963]) древних платформ, заложившиеся в раннем протерозое, активно развивались в рифе на протяжении 500 млн лет (до 1 млрд лет), затем после паузы регенерировались в среднем палеозое, а иногда и в мезозое. Общая длительность времени их развития достигала 1,5 млрд лет. Их режим не сохранялся постоянным и периоды их растяжения сменялись фазами сжатия. Для древних континентальных (эпиплатформенных) рифтовых зон характерно циклическое развитие с проявлением нескольких (2—3) циклов. Примером циклического развития является Игарско-Норильская рифтовая система на северо-западе Сибирской платформы, которая заложилась в протерозое, повторно регенерировалась в девоне и максимально активизировалась в триасе.

Рифтовый процесс может остановиться на начальной стадии (при ограниченном латеральном растяжении), средней стадии, когда происходит разрыв сплошности коры (кора океанидного типа — Игарско-Норильская рифтовая система) и на заключительной стадии с образованием новой коры океанического типа. На древних платформах основная часть рифтов принадлежит к первому и второму типу. Продукты магматизма являются одним из главных признаков, сопутствующих рифтогенезу [Москалева и др., 1982, 1989]. По мнению В. Н. Москалевой, состав продуктов магматизма, в том числе на платформах, обусловлен проницаемостью коры в различных частях рифтогенной системы; в зонах начальных растяжений преобладают дайки, трубки взрыва, центральные интрузии, в зонах максимальных растяжений — вулканические извержения и гипабиссальные интрузии от базальтовых и габброидных до щелочно-базальтовых и щелочно-габброидных ассоциаций; синхронно с ними «на плечах» рифтов формируются кольцевые и расслоенные ультрамафит-мафитовые комплексы, а на флангах иногда — трещинные и гипабиссальные интрузии лейкогранитов, аляскитов и щелочных гранитов, имеющих палингенное происхождение, связанное с поднимающимся тепловым потоком в зоне рифта и локальным снижением давления в земной коре, где создавались условия для образования анатектических очагов.

В то же время при попытках реконструкции древних проявлений рифтогенеза возникают трудности в связи с тем, что их структуры затушеваны последующими тектоническими процессами, а поэтому сохранились иногда лишь в виде фрагментов. Поэтому для выявления таких рифтовых систем важное значение имеют глубинное строение и сопровождающий рифты магматизм. Ниже рассматриваются докайнозойские палеорифтовые зоны Сибирской платформы.

**Игарско-Норильская палеорифтогенная система (ПРС).** Геологическое строение территории, относимой к Игарско-Норильской палеорифтогенной системе (ПРС), изучалось в Норильском районе В. К. Котульским, Н. Н. Урванцевым, М. Н. Годлевским, Г. Д. Масловым, В. А. Люлько, Н. С. Маличем, Р. Г. Матухиным, В. С. Голубковым, И. Н. Горяиновым, В. В. Дистлером, Д. А. Додиныным, О. А. Дюжи-

ковым и др.; в Игарском районе — Ф. Г. Марковым, В. И. Драгуновым, Г. К. Баженовой, В. А. Даценко, О. А. Вотахом, Г. Г. Гелецяном, В. Ф. Ржевским, Н. С. Маличем, Э. В. Чайковской, А. Е. Мирошниковым, Г. К. Шкляриком и др.

Север Приенисейской Сибири, входящий в Игарско-Норильскую ПРС, представляет собой блок земной коры, не характерный для платформ, имевший повышенную подвижность на протяжении всей истории развития со свойственной рифтогенным системам глубинной структурой. Этот блок отделен мантийными разломами от Тунгусского и Таймырского блоков, имеющих обычное платформенное строение. Игарско-Норильский блок является частью крупной палеорифтовой системы, что отчетливо иллюстрируется сейсмогеологическим профилем Диксон - Хилок [Малич и др., 1988]. Для него характерны высокоградиентные прогибы в фундаменте, выположение мощными (до 15 км) осадочно-вулканогенными толщами; горстогрabenное строение и большая плотность разломов; повышенная мощность «базальтового» слоя; значительный объем извергнутого мантийного вещества; присутствие промежуточного слоя между корой и мантией со скоростью продольных волн  $V_p = 7,3$  км/с. Под Норильским районом он располагается на глубине 35 км.

Игарско-Норильская ПРС является зоной интракратонных линейных структур. Фундамент платформы в Норильском районе не вскрыт. О его характере свидетельствуют обломки мусковитовых лейкогранитов в эксплозивном аппарате раннетриасового возраста, расположенном в 20 км к югу от Норильска. К—Аг-возраст этих пород составляет 1700—2200 млн лет. Здесь же обнаружены серицит-хлоритовые сланцы, сходные со сланцами плахинской свиты, и красноцветные кварцитовидные песчаники, подобные песчаникам губинской свиты, вскрытые в районе г. Игарка, а также вулканы основного, среднего и кислого состава с радиологическим возрастом 1300—1700 млн лет (К—Аг-датировки) [Геология..., 1994].

В отдельных блоках вскрываются осадочно-вулканогенные и молассоидные формационные ряды нижнепротерозойского (?) складчатого СЯ, терригенно-карбонатный и вулканогенный слабометаморфизованные формационные ряды рифейского складчатого СЯ, молассоидный формационный ряд нижневендского пологодеформированного СЯ, терригенно-карбонатный и карбонатный формационные ряды верхневендско-нижнеордовикского и среднеордовикско-нижнедевонского (дохковского) пологодеформированного СЯ, карбонатный и сульфатно-карбонатный формационный ряд пологодеформированного девонского СЯ [Матухин, 1991], терригенный угленосный и вулканогенно-интрузивный мафический ряды формаций верхнепалеозойско-нижнетриасового плитного СЯ и активизационные сводовоплутонические салические интрузивные формации юрско-мелового СЯ. Формационные ряды рифтогенных структур нижнепротерозойского (?), рифейско-нижневендского и верхнепалеозойско-нижнемезозойского СЯ включают проявления щелочно-мафитового, мафитового, мафит-ультрамафитового, щелочно-ультрамафитового и щелочного магматизма. Стратиграфическая привязка формаций, их мощности и размещение по площади иллюстрируются схемами корреляции формационных рядов Игарско-Норильского рифтогенного блока (рис. 22).

Отличительной чертой структурных ярусов ПРС является резко повышенная мощность в сравнении со структурами платформы.

Игарско-Норильская ПРС прослеживается от Игарского района до Иконской мульды (включая их). К северу она погружается под Енисей-Хатангский прогиб, затем вскрывается; в Горном Таймыре северо-восточное ее ответвление совпадает с Большеавамским ПР нижнего триаса. Восточными ветвями ее являются также Дюпункская и Нижнетунгусская ПРС, затухающие в пределах Восточно-Сибирского кратона [Геологическое..., 1987].







Восточной границей Игарско-Норильской ПРС является Ламско-Летнинский и оперяющий его Кета-Ирбинский разломы, отделяющие его от архейского кратона. Северо-западная граница рифтогенного блока проводится по Приенисейскому разлому, ограничивающему Западно-Сибирскую плиту. К юго-западу ПРС прослеживается на левобережье Енисея, где, возможно, смыкается с рифтами Западно-Сибирской низменности.

В современной структуре Игарско-Норильской ПРС вскрыты крупные пликтивно-надвиговые структуры, образующие Чернореченскую антиклиналь рифея, Хантайско-Рыбинское поднятие и Кулюмбино-Сухарихинскую зону структур верхнего венда — силура, Норильско-Хараелахский прогиб и Дудинский вал поздней перми — раннего триаса. Все перечисленные структуры по существу являются звеньями единой Енисейско-Туруханско-Игарской складчато-надвиговой системы, прослеживающейся и к северу на Горном Таймыре.

Крупная структура рифейского складчатого СЯ — Чернореченская гребневидная антиклиналь, охватывающая значительную часть Игарского поднятия, имеет меридиональное простирание. Западное крыло разорвано сбросом с амплитудой 1000—2000 м. Антиклиналь слагают черносланцевая известняково-аргиллитовая формация верхнего рифея (чернореченская свита). Рифейский складчатый СЯ перекрывается с угловым, переходящим на крыльях в рассеянное, несогласием, нижневендским пологодеформированным СЯ, представленным флишовой красноцветной формацией (излучинская свита). Формации верхневендско-нижнепалеозойского пологодеформированного СЯ залегают западнее приосевой зоны антиклинали на рифейском складчатом СЯ, а восточнее — на нижневендском пологодеформированном СЯ, причем на западе распространена сероцветная песчаниковая формация (лайдашнинская свита), а на востоке — красноцветная молассоидная конгломерато-гравелито-песчанико-алевролитовая (гравийская свита). Выше лежащие терригенно-карбонатные и карбонатные ряды формаций (верхи венда — сухарихинская свита и кембрий) пологодеформированного СЯ залегают согласно.

Наиболее крупной пликтивной структурой блока является Хантайско-Рыбинское поднятие северо-восточного простирания до 130 км длиной и до 30 км шириной. В его строении участвуют верхневендско-нижнеордовикский, среднеордовикско-нижнедевонский (лохков) и девонский пологодеформированные СЯ, а в пределах Гремячинской антиклинали скважинами вскрыт рифейско-нижневендский складчатый СЯ. Хантайский и Рыбинский валы, осложняющие поднятие, имеют север—северо-восточное направление, расположены кулисообразно и осложнены сбросо-сдвигами и надвигами амплитудой до сотен метров, придавая поднятию «чешуйчатое» строение. Общая амплитуда поднятия превышает 5 км.

Кулюмбино-Сухарихинская антиклинальная зона расположена к юго-востоку от Хантайско-Рыбинского поднятия кулисообразно и состоит из линейных гребневидных антиклиналей: Сухарихинской и Кулюмбинской северо-восточного простирания при общей протяженности до 200 км и ширине до 30 км. Зона сложена верхневендско-нижнеордовикским, среднеордовикско-нижнедевонским пологодеформированными СЯ. Интенсивность деформаций возрастает к Ламско-Летнинскому разлому.

Дудинский вал длиной 350 км ограничивает с запада Норильскую и Волочанскую мульды Норильско-Хараелахского прогиба. Он перекрыт юрско-меловым и кайнозойским плитными СЯ. Вал является северным продолжением Енисейско-Туруханско-Игарской складчато-надвиговой системы. Западное его крыло срезано серией субмеридиональных сбросо-сдвигов, образующих шовную зону Приенисейского разлома. С севера, по геофизическим данным [Ремпель и др., 1990], вал огра-







женность более 350 км, ширина зоны нарушений 10—20 км. Он прослеживается в магнитном поле и по данным ГСЗ достигает мантии [Аветисов, Голубков, 1986; Егоркин и др., 1984]. На всем протяжении разлом оперяют разломы северо-восточного (Микчандский, Ергалахский и др.) и северо-западного (Талнахская зона грабенов) простираения. Главный шов Норильско-Хараслаха разлома в виде зоны милонитов и тектонических брекчий имеет ширину до 100 м. Вертикальное смещение вдоль зоны достигает 400—1000 м, горизонтальное — 4—6, иногда до 20 км, что объясняется сбросо-сдвиговой природой. На юге Норильско-Хараслаха разлом переходит в Игарско-Сухарихинский разлом, оперяющий крупнейший транс-континентальный Приенисейский разлом, располагающийся на границе Игарско-Норильской рифтогенной системы и Западно-Сибирской плиты.

Вторым крупным разломом является Ламско-Летнинский долгоживущий разлом. Он неоднократно активизировался в эпохи рифтогенеза (рифей, венд, девон, поздний палеозой, ранний мезозой). В современной структуре он выражается в виде зоны (шириной 10—20 км) сбросов, надвигов, приразломных складок, грабенов, вдоль которой происходит смена фаций и мощностей формаций фанерозоя. Разлом контролирует положение платиново-никелево-медных месторождений (Имангда и др.) и магнетитовых проявлений (Макус).

Менее изучены Боганидский, Фокинско-Тангаралахский, Северо-Хараслаха и Микчандский разломы.

**Большеавамская палеорифтогенная система** расположена между бассейнами р. Кыстыктах (на западе) и р. Попигаи (на востоке). Она трассируется цепью линейно вытянутых в широтном направлении верхнепалеозойско-триасовых мульд — Большеавамской, Боярской, частью Дельканской (основная часть ее входит в Маймеч-Котуйскую субмеридиональную рифтогенную структуру) и Котуйской, разделенных небольшими порогами или седловинами. На юге она сочленяется с Тунгусской синеклизой по Аяно-Амбардахскому порогу, на севере ограничивается юрско-меловым Енисей-Хатангским прогибом.

Различие магнитного и гравитационного полей Большеавамской палеорифтогенной структуры и Тунгусской синеклизы свидетельствует об их неодинаковом глубинном строении. Сочетание разнородных блоков фундамента способствовало повышенной подвижности структуры от протерозоя до настоящего времени, что подчеркивается значительной мощностью осадочно-вулканогенных образований (по геофизическим данным — более 6 км), наличием серии субширотных долгоживущих глубинных разломов и разнообразием магматических формаций.

В современном эрозионном срезе вскрываются Большеавамская, Боярская, Дельканская и Котуйская мульды раннего триаса. Большеавамская мульда расположена на междуречье Кыстыктах—Хета. Ее длина 210 км, ширина, вскрытая на поверхности, 40—45 км. Центральная часть и северное крыло мульды погребены под образованиями юрско-мелового плитного структурного яруса Енисей-Хатангского прогиба. На юго-западе мульда граничит с Калтаминским валом, на юго-востоке — с северо-западным крылом Путоранского выступа. Боярская мульда расположена к востоку от Большеавамской и представлена частью южного крыла, длина которого 45 км и ширина около 15 км. Северное крыло, центральная часть, а также западное и восточное ее периклинальные замыкания погребены под юрско-меловым плитным структурным ярусом Енисей-Хатангского прогиба. Боярская мульда отделена от Большеавамской Левобоярским структурным мысом (или Хетским порогом), а от Дельканской — Романихинским порогом, которые характеризуются резким сокращением мощностей вулканогенных (преимущественно гольеит-базальтовой) формаций. Дельканская мульда описана далее.

Большеавамскую структуру, судя по данным скважин, составляют терригенно-карбонатные, карбонатные, сульфатно-терригенно-карбонатные и соленосные ряды формаций верхневендско-нижнесордовикского плитного СЯ общей мощностью до 1850 м. Карбонатные, кремнисто-карбонатные, сульфатно-терригенно-карбонатные и соленосные ряды формаций среднеордовикско-девонского плитного СЯ мощностью до 700 м, а также вскрытые на поверхности терригенные, терригенно-угленосные, вулканогенно-пирокластические эффузивные (и интрузивные) ряды формаций каменноугольно-триасового плитного СЯ общей мощностью до 2500 м. Магмообразование в пределах Большеавамской палеорифтогенной структуры происходило в условиях высококонтрастных движений, достигавших, судя по составу магматических формаций, значительных глубин мантии, не совместимых с условиями «тектонического покоя» платформы. В пределах Большеавамской мульды вскрыто более 200 даек силлов и штоков меланократовых и мезократовых щелочно-основных (от лимбургитов до кварцевых трахидолеритов), щелочно-ультраосновных (от нефелиновых пикритов до меланефелинитов), субщелочных среднекислых (от субщелочных сиенитов до граносиенитов) пород, часть из которых, возможно, является апофизами крупного, площадью до 2000 км<sup>2</sup>, ийолит-карбонатитового массива, залгающего предположительно на глубинах от 500 м до 5—7 км [Бушканец и др., 1970]. Большеавамская палеорифтогенная структура располагается между двумя региональными зонами разломов Енисей-Котуйской (на севере) и Хантайско-Романихинской (на юге), отчетливо выраженными в магнитном и гравитационном полях. Енисей-Котуйская зона разломов расположена на границе с Енисей-Хатангским прогибом. Она представляет, по данным Л. З. Липкова и А. Н. Тараховского, серию ступенчатых сбросов (блоков) с амплитудами от 20—40 м (на юге) и 100 м (в средней части) до 200 м (на севере). Хантайско-Романихинская зона разломов прослеживается от истоков р. Хантайка до низовьев рек Малая и Большая Романиха и далее на восток (за пределы структуры). Она подчеркивается субпараллельными сбросами, вдоль которых располагаются дайки долеритов, трахидолеритов, монцонит-порфиров, меланефелинитов, авгититов, лимбургитов, альнеитов и других пород, имеющими простирание, близкое к северо-восточному и субширотному. К югу в пределах Тунгусской синеклизы количество даек резко уменьшается, а состав их становится преимущественно долеритовым, что подчеркивает высокую активность рассматриваемой структуры. Кроме того, в бассейне р. Правая Боярка прослеживается северная часть крупной субмеридиональной (север—северо-запад) Чангодинской зоны разломов шириной 20 км и протяженностью более 150 км с амплитудой смещения до 80 м. Зона пересекается северо-восточными и субширотными разломами, развитыми в бассейне Малой Романихи [Старицына, 1973].

**Маймечя-Котуйская палеорифтогенная система** в различных аспектах изучалась Ю. М. Шейманном, Г. Г. Моором, Л. И. Аникеевой, Е. Л. Бутаковой, Т. Л. Гольдбург, Я. И. Польшкиным, Л. С. Егоровым, Н. П. Суриной, К. М. Шихориной, В. М. Рудяченком, Ю. Р. Васильевым, Г. Г. Лопатыным, В. Н. Егоровым, К. Н. Маличем и др. Она охватывает бассейны нижнего и среднего течения рек Маймечя и Котуй. С востока она ограничивается Анабарским щитом, на западе примыкает к Большеавамскому палеорифту, на севере перекрывается мезозойско-кайнозойским плитным структурным ярусом Енисей-Хатангского прогиба. В южном направлении она протягивается до оз. Ессей и далее на юг, располагаясь над древним (протерозойским) Таймыро-Байкальским палеорифтом, выявленным геофизическими исследованиями. Он имеет сложное глубинное строение на границе земной коры и мантии (наличие коро-мантийного слоя), пониженную мощность

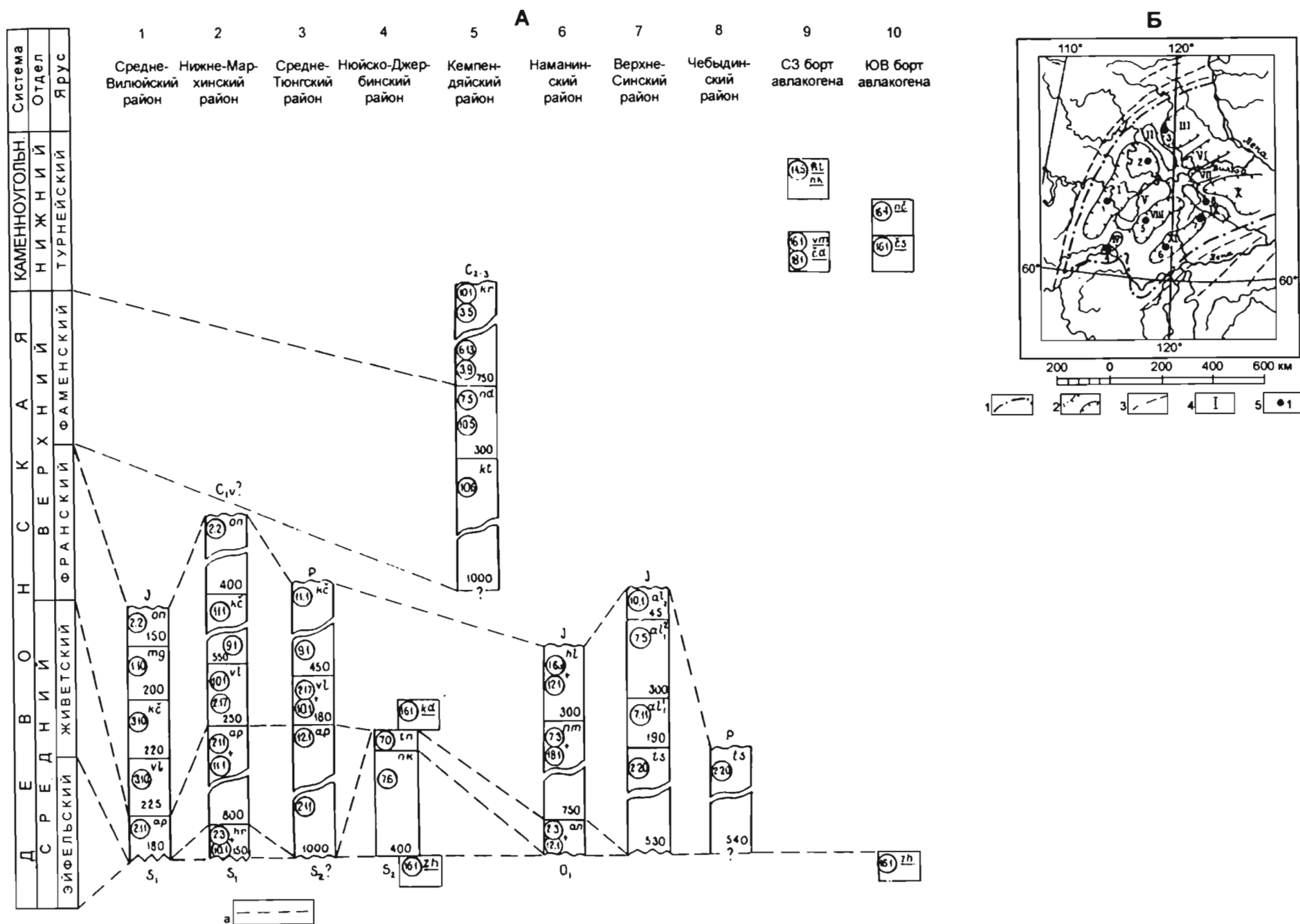


Рис. 24. Схемы корреляции формационных рядов  $D_2$ — $C_1$ -структурного яруса Патомско-Вилуевского палеорифта (А) и расположения коррелируемых разрезов Патомско-Вилуевского авлакогена (Б) (сост. Н. С. Малич, В. Л. Масайтис).

А. а — линии стратиграфических корреляций.

**Стратиграфические региональные таксоны.** *Свиты:* *hr* — харьяюрская, *ap* — алпайская, *vl* — вилучанская, *kc* — кучугунурская, *mg* — мугурская, *on* — онкухская, *kt* — кыгылтурская, *nd* — намдырская, *kr* — курунгюрская, *an* — андылахская, *nm* — наманинская, *hl* — хайлахская, *ts* — тисикская, *al* — алтаноттохская (нижняя и верхняя подсвиты), *nk* — нерюктейская, *tn* — тенгиляхская; *комплексы гипабиссальных интрузий и субвулканических тел:* *bt, nk* — ботубинский, накинский (кимберлиты); *nc* — нучалинский (долериты-кварцевые монзонит-порфиры-граносиенит-порфиры); *vt, cs, kd* — вилуево-мархинский, чаро-синский, контайско-джербинский (долериты); *cd* — чимидиканский (трахидолериты); *zh* — жаровский (долериты, габбро-долериты).

**Геологические формации.** Семейства осадочных формаций: 1 — семейство обломочных (терригенных) формаций: 1.6а — гравелитово-глинисто-песчаниково-туфовая, 1.10 — песчанниковая; 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.2 — пестроцветная аргиллитово-известняковая, 2.3 —

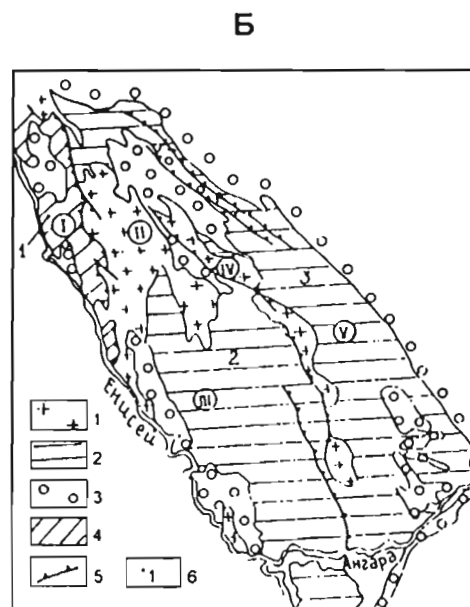
пестроцветная глинисто-мергелевая, 2.11 — глинисто-известняково-песчаниковая, 2.17 — мергелево-алевролитовая, 2.20 — пестроцветная доломитово-аргиллитовая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.5 — песчаниково-известняковая, 3.9 — доломитово-(карбонатно)-глинисто-песчаниковая, 3.10 — известняково-глинисто-песчаниковая; 6 — семейство сульфатно-терригенно-карбонатных и соленосных формаций: 6.13 — мергелево-доломитовая соленосная; 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.3 — красноцветная гравелитово-песчаниковая, 7.5 — красноцветная карбонатно-алевролитово-песчаниковая, 7.6 — красноцветная известняково-глинистая, 7.11 — сероцветная глинисто-песчаниковая; 9 — семейство формаций кор выветривания: 9.1 — кварцево-песчаниковая и гравелитово-кварцево-песчаниково-песчаная. Семейство вулканогенно-осадочных формаций: 10.1 — туфитово-песчаниковая с базальтовой пирокластикой, 10.5 — туфитово-песчаниковая с кислой пирокластикой, 10.6 — туфитово-галагеновая. Семейства и рода магматических формаций. **Вулканические:** 11 — основного состава: 11.1 — толент-

базальтовая (базальты, андезитобазальты, лейкобазальты). 12 — щелочно-основного состава: 12.1 — трахибазальтовая. 14 — щелочно-ультраосновного состава: 14.5 — кимберлитовых трубок взрыва. **Интрузивные.** 16 — основного состава: 16.1 — долеритовая (долериты, оливиновые и безоливиновые, пегматонидные долериты, анортосит-долериты, кварцевые долериты), 16.4 — граносиенит-долеритовая (долериты, сиенит-долериты, кварцевые сиенит-порфиры, монзонит-порфиры). 18 — щелочно-основного состава: 18.1 — трахидолеритовая (трахидолериты, порфиридные трахидолериты, комптониты, вогезиты и др.).

**Б. 1** — границы авлакогена; 2 — границы структур первого и второго порядков; 3 — зоны разломов, прослеженные на поверхности; 4 — структуры первого и второго порядков (I — Ыгыттинская впадина, II — Тююкянское поднятие, III — Сыангинская впадина, IV — Нюйско-Джербинская впадина, V — Сунтарское поднятие, VI — Линденская впадина, VII — Хапчагайское поднятие, VIII — Кемпендйская впадина, IX — Чебыдинское поднятие, X — Тангнарынская впадина, XI — Сарсанская впадина); 5 — номер и местоположение разрезов.







*A.* *a* и *b* — границы СЯ и СПЯ.

ультраосновного и ультраосновно-основного состава: 17.6 — метабазитовая; 20 — щелочного состава: 20.1 — нефелиновых сиенитов (нефелиновые сиениты, фойдиты, мельтегиты, ийолиты, уриты, мелиниты, щелочные сиениты); 21 — кислого состава: 21.1 — гранитовая; 22 — субщелочно-кислого состава: 22.1 — диорит-граносиенитовая; 24 — семейство метаморфогенных формаций: 24.1 — гнейсовая, кварцитовая и амфиболитовая нерасчлененные.

**Коррелируемые региональные таксоны.** *Свиты*: *gl* — глубокинская, *nib* — нижняя лебяжнская, *os* — островная, *ug* — угловская, *rl* — редколесная, *tz* — таежинская, *pd* — подъемская, *mpr* — малопожорская, *mh* — моховая, *sv* — севернинская, *msh* — мошакорская, *cs* — чистяковская, *al* — алешинская, *svr* — суворовская, *sr* — суктальминская, *krr* — карьерная, *uv* — уволжская, *lp* — лопатинская, *sh* — сухореченская, *ml* — мутнинская, *srr* — северореченская, *it* — итуйская, *dv* — девяткинская, *lv* — левокийская, *dsh* — дашкинская, *nan* — нижеангарская, *or* — орловская, *hr* — барочная, *grm* — гремихинская, *kr* — крутошневская, *brm* — бурмакитская, *dd* — дадыктинская, *sk* — серого ключа, *sch* — шунтарская, *dz* — джурская, *kg* — красногорская, *ss* — сосновская, *kn* — кенкинская, *pm* — пемская, *ald* — аладынская, *scr* — карточки, *pg* — погорюйская, *ud* — удерейская, *grb* — горбилокская, *krd* — кординская, *pc* — пенченгинская, *shk* — хребта Карпинского, *pmb* — панимбинская, *ks* — киселихинская, *hr* — харнузинская, *fk* — фомкинская, *tr* — торжнинская, *lt* — летнинская; *комплексы*: *cp* — чапский, *st* — средне-татарский, *vd* — ведугинский, *kl* — климовский, *g* — глушихинский, *tkm* — токминский, *t-a* — татарско-аяхтинский, *t* — тейский, *sr* — сурнинский, *in* — индыглинский, *km* — комаровский, *gr* — гаревский, *trk* — таракский; *молицы*: *ab* — абалаковская; *серии*: *en* — енисейская.

Б. 1 — выступы нижнепротерозойского фундамента; 2 — рифейские перикратонные комплексы; 3 — венд-кембрийский чехол; 4 — рифейские рифтогенные комплексы; 5 — главные надвижки; 6 — номер и местоположение разреза.

Структуры первого порядка: I — Исаковский (Вороговский) синклиний, II — Приненейский антиклинорий, III — Большепитский синклиний, IV — Паимбинский антиклинорий, V — Восточный синклиний.



земной коры (34—36 км) и архейско-нижнепротерозойского фундамента (до 8 км), но повышенную — рифейских образований (до 11 км), что подчеркивает его принадлежность к древнему, неоднократно регенерированному палеорифту [Базальты..., 1986]. Северная, наиболее подвижная, часть рифтогенной системы располагается на пересечении меридионального Таймыро-Байкальского и широтного Енисей-Хатангского поясов разломов, где ее строение определяется на современном эрозионном срезе частью Боярской (охарактеризованной выше) и Дельканской мульдами, разделенными Романихинским порогом. Дельканская мульда представлена своей южной частью. Северное ее крыло скрыто под юрско-меловым плитным структурным ярусом Енисей-Хатангского прогиба. Длина мульды 90 км. Мульда выполнена комплексом уникальных по масштабу и составу триасовых вулканогенных и интрузивных образований щелочно-основного, щелочно-ультраосновного и ультраосновного состава, достигающего (вместе с менее распространенными здесь толеитовыми базальтами) мощности 3000 м. Здесь присутствуют толеит-базальтовые пирокластическая и эффузивная, долеритовая, трокточит-долеритовая, трахибазальтовая, пикрит-меланефелинитовая эффузивная и интрузивная, меймечитовая эффузивная, клинопироксенит-дунитовая и ийолит-карбонатитовая интрузивные формации (рис. 24).

В целом Маймеча-Котуйскую ПРС слагают карбонатные, терригенно-карбонатные, сульфатно-карбонатные и соленосные ряды формаций верхневендско-нижнеордовикского плитного яруса общей мощностью до 1860 м; карбонатные, кремнисто-карбонатные, сульфатно-терригенно-карбонатные и соленосные ряды формаций среднеордовикско-девонского плитного СЯ общей мощностью до 720 м; терригенные, терригенно-угленосные, вулканогенные и интрузивные ряды формаций каменноугольно-триасового плитного СЯ мощностью более 3300 м. Состав формаций, их мощность, стратиграфическая привязка и размещение на площади показаны на схеме корреляции формационных рядов вышеперечисленных СЯ Маймеча-Котуйской ПРС (рис. 25). На севере формационный ряд представлен полнее; на юге он редуцирован и представлен преимущественно интрузивными клинопироксенит-дунитовой, ийолит-карбонатитовой, долеритовой, пикрит-меланефелинитовой и кимберлитовой формациями.

Основной региональной глубинной системой разломов в пределах Маймеча-Котуйской палеорифтогенной системы является субмеридиональная над Таймыро-Байкальским протерозойским (?) палеорифтом и субширотная, располагающаяся вдоль Енисей-Хатангского прогиба. С запада из смежной Большеавамской палеорифтогенной структуры в рассматриваемый район продолжают Хантайско-Романихинский и южнее — Микчандско-Бор-Уряхский глубинные разломы субширотного простирания. Все системы разломов прослеживаются в фундаменте платформ.

С внедрением обширного, вскрытой площадью 600 км<sup>2</sup> (с учетом расположенного на глубине — 2000 км<sup>2</sup>), Гулинского преимущественно клинопироксенит-дунитового плутона [К. Малич, 1996, 1997] связано несколько радиально расположенных по отношению к нему разломов раннего (среднего) триаса. Главными из них являются Гулинско-Ессейский (Маймеча-Котуйский), Одихинча-Маганский (Котуйский) и Немакит-Далдынский. Эти разломы сопряжены с серией разломов, близких к субширотному и другим направлениям (Бысы-Юряхский, Кугдинский и др.), и образуют густую сеть [Егоров, 1985]. Кроме интрузий центрального типа, разломы также контролируют вулканы и многочисленные мелкие силлы и дайки основных и щелочно-ультраосновных пород [Егоров, 1991].

**Уджинская палеорифтогенная система** представлена в современном эрозионном плане Уджинским горст-поднятием, имеющем в поперечнике около 25 км, выделенным Э. Н. Эрлихом. Оно расположено на северо-востоке Сибирской платформы в бассейне верхнего течения р. Удза и ее левого притока Чимара и ориентировано в субмеридиональном направлении. Горст-поднятия отделены сериями разломов от окружающих его более молодых СЯ. В северном направлении Уджинский горст продолжается под уровнем моря Лаптевых. Глубины до фундамента в пределах горста определены по аэромагнитным данным, а его контуры — по точкам перегиба полосовой магнитной аномалии и разломами. Горсту соответствует полоса аномального поля силы тяжести, причем в районе Уджинского горста с относительным максимумом, что вызвано присутствием здесь массивов щелочно-ультраосновных пород. На горст-поднятии вскрываются рифейско-нижневендские и верхневендско-кембрийский ФР, перекрывающиеся на северном, западном и восточном крыльях верхнепалеозойским и мезозойским плитными СЯ. Углы падения пород на своде поднятия до 2—3° и на крыльях 8—10°. Рифейско-нижневендские ряды формаций образуют пять структурных подъярусов в едином СЯ. Все рифейские структурные подъярусы пологодеформированны, нижневендский и верхневендско-кембрийский СПЯ — плитные.

Первый нижнерифейский формационный ряд слагает пестроцветный терригенно-карбонатный и карбонатный пологодеформированный СПЯ. Второй ранне-среднерифейский ФР представлен пологодеформированным пестроцветным терригенным (с туфами основного состава) СПЯ. Третий поздне-среднерифейский ФР слагает терригенно-карбонатный (с пирокластическим материалом) пологодеформированный СПЯ. Четвертый верхнерифейский ФР представлен красноцветным терригенным пологодеформированным СПЯ. Пятый нижневендский ФР представлен пестроцветным терригенным плитным СПЯ. Шестой верхневендский ФР представлен терригенно-карбонатным, преимущественно доломитовым СПЯ. Все формационные ряды поднятия отделены друг от друга структурными несогласиями, среди которых оптимальных значений достигает несогласие между четвертым и пятым рядами формаций. Магматические формации представлены в рифее и венде толеит-долеритовой и толеит-базальтовой формациями [Докембрий..., 1976; Петрология..., 1983], в рифее и среднем палеозое — трахидолеритовой формацией [Геологические формации..., 1974; Петрология..., 1983]. На междуречье Удзы и Чимары К. М. Шихориной выявлены лампроиты. Ийолит-карбонатитовая формация (Богдо, Томтор) сформировалась в две фазы — рифейскую (737—745 млн лет) и девонскую — раннекарбонную (334—400 млн лет) [Эрлих, Загрузина, 1981].

**Патомско-Вилуйская палеорифтогенная система** располагается в восточной части СП и представляет собой в значительной степени погребенную рифтогенную структуру (рис. 24). Она протягивается от северной границы Байкальского орогена в северо-восточном направлении примерно на 800 км, уходя за границу платформы и смыкаясь с рядом разновозрастных погребенных рифтогенных структур в пределах западной части Верхоянской складчатой области. Ширина структуры составляет на юго-западе около 250 км, на северо-востоке она доходит до 400—450 км. Рассматриваемая рифтогенная структура наложена на нижнепалеозойское платформенное основание, она разделяет Анабаро-Оленекскую антеклизу и Ботуобинскую седловину с одной стороны и Среднеленскую моноклизу с другой.

Современный структурный план палеорифта (прил. 3) определяется сочетанием ряда параллельных поднятий и впадин, вытянутых в целом по его простираанию. Основные из них — Ыгыаттинская, Сыангдинская и Линденская впадины, Сунтарское и Халчагайское поднятия. Нюйско-Джербинская, Кемпендйская, Сарсанская и

Гангарынская впадины. Имеются также осложняющие поперечные поднятия (наиболее крупные из них Тююкянское, Чебыдинское и др.), поперечные разломы и другие структурные элементы [Гайдук, 1988; Среднепалеозойский..., 1985; Масайтис и др., 1975]. Палеорифт ограничен протяженными зонами линейных разломов, вдоль которых располагаются рои трещинных интрузий и силлов преимущественно основного состава, а также тела других магматических пород. Такая же зона проходит и в его осевой части.

Рифтогенную структуру характеризует формационный ряд среднего девона—нижнего карбона (от эйфельского яруса среднего девона до турнейского яруса нижнего карбона включительно), максимальная суммарная мощность которого 5—7 км. Ряд формаций относится к единому среднепалеозойскому структурному ярусу, несогласно залегающему на нижнепалеозойских отложениях и также несогласно перекрытому верхнепалеозойскими и более молодыми образованиями. Внутреннее строение среднепалеозойского структурного яруса изучено недостаточно, хотя в ряде районов установлены перерывы в отложении, местные несогласия и пр. Схема корреляции формационных рядов иллюстрирует стратиграфическую привязку формационных тел, мощность их и связь с региональными стратиграфическими таксонами (рис. 24).

Осадочные образования [Гайдук, 1988; Среднепалеозойский..., 1985; Колодезников, 1982] представлены чередующимися, преимущественно пестроцветными, в меньшей мере сероцветными, терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами (песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, реже известняки, доломиты, гравелиты и конгломераты), а также эвапоритами. В толщах, залегающих в нижней части разреза и содержащих вулканогенные (лавовые) формации, встречаются прослои трахиандезибазальтовых и трахитовых пепловых гуфов, связанных с местными источниками. Для самой верхней части (сохранившейся в Кемпендяйской впадине), характерны мощные пачки пепловой телепирокластики риолит-дацитового состава, принесенной из области орогенного вулканизма, расположенной за пределами платформы. Широко распространены гипсы и ангидриты, наиболее мощные прослои которых установлены в Кемпендяйской впадине, где они залегают совместно со значительными скоплениями каменной соли. Судя по сейсмическим данным, под толщами эвапоритов могут быть развиты мощные горизонты базальтовых покровов, а нижнепалеозойское основание рассматриваемого структурного яруса располагается на глубине около 6 км.

Для нижней части разреза характерны вулканогенные (лавовые) формации, которые могут составлять до 50—80 % объема отдельных свит. Они представлены преобладающими базальтами (в составе андылахской, аппаинской, кучугунурской, хайлахской и тисикской свит), реже трахибазальтами (в составе кучугунурской и тисикской свит), трахибазальтами, трахиандезитами, трахириолитами и трахитами (в составе наманинской свиты). В некоторых районах им сопутствуют субвулканические жерловые фации (базальтовые туфы, туфобрекчии и пр.), а также субвулканические тела интрузивных базальтовых туфов (туффизиты). Отмечены также дайки и небольшие интрузии сиенитов и грахидолеритов. Мощность лавовых тел составляет от первых десятков метров в юго-западной части структуры, увеличиваясь к северо-востоку до 1,5 км. Базальты пользуются широким распространением. Трахибазальты и ассоциирующие с ними трахиандезиты, трахиты, трахириолиты развиты ограниченно. Интрузии, главным образом основного состава, широко распространены в нижнепалеозойских толщах основания рифтогенной структуры и выходят на поверхность главным образом на ее бортах [Масайтис и др., 1975; Масайтис, 1995]. Это комплексы долеритовых силлов, иногда дифференцированных (жаровский)

долеритовых даек (вилуйско-мархинский, контайско-джербинский, чаро-синский), даек трахидолеритов (чимидиконский), многократных даек кварцевых долеритов—монзонит-порфиоров—граносиенит-порфиоров (нучалинский комплекс). Радиологические калий-аргоновые датировки основных лав, туфовых прослоев, пород из даек и силлов авлакогена в целом укладываются в интервал 380—350 млн лет. Относительно более молодые кимберлитовые диатремы [Божевольный, Черный, 1997; Массайтис, 1995; Францесон, Лутц, 1995] группируются в виде изолированных полей вдоль региональной зоны разломов, ограничивающей палеорифт с северо-запада (ботуобинский и накынский комплексы). Почти параллельная полоса распространения кимберлитов протягивается в 150—200 км к северо-западу от упомянутой зоны, трассирующей борт рифтогенной структуры. Предполагается, что эти поля кимберлитов (далдыно-алакитский, мунский, чомурдахский и другие комплексы), также среднепалеозойского возраста, контролируются скрытой зоной глубинных разломов, возникших одновременно с разломами на борту авлакогена. Радиологическое датирование кимберлитовых тел — 355—340 млн лет [Францесон, Лутц, 1995].

**Присяйская палеорифтогенная система (горст-подняtie)**, расположенная в Северо-Восточном Присянье, сохранилась фрагментарно вдоль северо-восточного склона Гутарского выступа от верховий р. Ия до бассейна р. Бирюса. Поднятие сложено двумя пологодеформированными СПЯ — верхнерифейским и нижневендским. Верхнерифейский пологодеформированный СПЯ представлен терригенным и терригенно-карбонатным, преимущественно доломитовым ФР мощностью от 1300 до 2500 м, образующим Ийско-Туманшетский прогиб, осложненный Туманшетским, Малобирюсинским и Удинским линейными поднятиями северо-западного простирания. Поднятия характеризуются пологими широкими сводами с почти горизонтально залегающими породами. Простирание локальных структур не совпадает с направлением Главного Саянского разлома. Локальные структуры ориентированы к нему под углом, в связи с чем образовались многочисленные тектонические клинья и блоки различных размеров. СПЯ залегает несогласно на более древних СЯ фундамента и отделен от них сериями субмеридиональных и северо-западных разломов. В сводовых частях поднятий вскрываются складчатые комплексы протерозоид фундамента. Присяйский СПЯ отделен от складчатого рифейского СПЯ, расположенного к юго-западу, узким Ийско-Канским барьером (порогом) или цепочкой барьеров, вытянутых в северо-западном направлении на 250 км. Мощность верхнерифейского СПЯ в пределах барьеров не превышает 650—850 м. На Присяйском поднятии развиты интрузии толеит-долеритовой (нерсинский комплекс, 1100 млн лет), ийолит-карбонатитовой (зиминский комплекс, 550—735 млн лет), и лампроитовой формаций ( $1268 \pm 12$  млн лет [Северин, 1993]). По Б. П. Бессолицыну и В. В. Корабельникову, шангулежской формации отвечают излияния базальтов, грахибазальтовых порфиритов и туфов трахибазальтовой формации (до 250 м). Состав интрузии и вулканитов указывает на рифтогенное происхождение поднятия.

Нижневендский пологодеформированный СПЯ поднятия представляет собой реликт выведенного на поверхность Ангаро-Канского прогиба Прибайкало-Енисейского пояса, заложившегося на перикратонных и авлакогенных структурах среднего—верхнего рифея. Он представлен красноцветным терригенным СФЯ, сложенным красноцветной молассоидной формацией (оселочная свита) мощностью до 2100 м, сходной по составу и изменению мощностей с чингасанской и тасеевской молассами Енисейского кряжа. Поднятие осложнено широкими (до 5 км) линейными складками, крутыми флексурами и вдоль надвигов опрокинутыми складками. Деформи-

рованность поднятия в сторону платформы уменьшается, а слагающие его нижне-вендские формации выклиниваются.

Полезные ископаемые поднятия представлены проявлениями и мелкими месторождениями марганца, фосфоритов и железных руд.

**Хараулахское горст-поднятия (палеорифт)** находится на северо-восточной окраине Сибирской платформы в зоне сочленения ее с Верхоянской складчато-надвиговой системой.

Поднятия представляет собой выведенный на поверхность линейный горст северо-западного простирания, относящийся к звену структур единой рифтогенной системы, заложившейся в раннем протерозое, а потом ревивировавшей в рифсе, в среднем палеозое и мезозое. Одновременно с ним в среднем палеозое заложилась на смежной территории Кютюндинский грабен и Вилуйско-Патомская рифтогенная система. Вскрытая эрозией часть поднятия образует моноклиналичную структуру север—северо-западного простирания, полого падающую в сторону Верхоянья и сложенную рядом пологих антиклинальных складок. Наиболее крупными являются Булкурская и Чекуровская антиклинали, расположенные кулисообразно и вскрывающиеся по обоим берегам рек Лена и Укта между поселками Тит-Ары и Кюсюр. Складки асимметричные, с более крутыми западными крыльями. Характерными являются крупные надвиги со смещением пакетов к западу на 2—3 км. Плоскости надвигов падают на восток под углом до 40°. Синклинали узкие, с крутопадающими восточными крыльями. В целом поднятия приподнято более чем на 1000 м по отношению к Приверхоянскому прогибу с выходом на поверхность его основания. С востока оно ограничено Ленским структурным швом. Самые древние формационные ряды Хараулахского поднятия — среднерифейские — вскрываются в осевой части ядра Чекуровской антиклинали; о более древних формациях, участвующих в строении рифтогенного прогиба, и их мощности можно судить по гравиметрическим данным, позволившим И. Г. Штеху рассчитать гипсометрическое положение кристаллического фундамента, залегающего на глубине не менее 12 км. Такая глубина фундамента в верховьях р. Дянузжа, где на поверхности обнажены формации верхнего карбона, допускает наличие более мощных толщ рифея. Поднятия отделено от окружающих его более молодых плитных (на западе) и складчатых (на востоке) СЯ субмеридиональными разломами с амплитудой до нескольких тысяч метров. СПЯ, слагающие поднятия, представлены двумя рядами формаций среднего рифея, одним рядом верхнего рифея, двумя рядами нижнего венда и одним рядом верхнего венда—нижнего кембрия, характеризующимися мощностями в два раза большими, чем в ближайшем Оленекском поднятии. Современная структура поднятия формировалась одновременно с образованием складчато-надвиговой системы Верхоянья.

Среди полезных ископаемых следует отметить многочисленные проявления слабоизученных палеогеновых бурых углей.

**Иркинеевский выступ (палеорифтогенная система).** Строение долины р. Ангара в ее нижнем течении на отрезке от бассейна р. Кова на востоке до бассейна р. Манзя на западе изучали С. В. Обручев, Г. И. Кириченко, М. Н. Благовещенская и др. Ангарский авлакоген охватывает так называемый Иркинеевский выступ и зону Ангарских складок. В составе Иркинеевского выступа обособляются одноименная антиклиналь и Теринская синклиналь. В своде антиклинали вскрыты терригенные и карбонатные формации верхнерифейского формационного ряда, на крыльях пестро- и красноцветные формации верхнего венда (?) и карбонатные формации нижнего кембрия—амгинского яруса. Углы наклона 30—70° в сводовой части; 10—30, редко 50° — на крыльях. Выше несогласно залегают пестроцветные формации среднего (?)—верхнего кембрия. В строении антиклинали значительную роль играют сбросы.

На севере Иркинцевская антиклиналь сменяется Теринской синклиналью, раскрывающейся на запад и смыкающейся со структурами Енисейского кряжа.

К востоку от выступа расположена Ангарская зона складок, в пределах которой последовательно разделенные синклиналими, кулисообразно располагаются Имбинская, Агалеvская, Кодинская, Бирямбинская антиклинали, имеющие при общей широтной ориентировке авлакогена восток—северо-восточное простирание. В своде антиклиналей обнажены кембрийские карбонатные формации, на крыльях — пестроцветные формации майского яруса, верхнего кембрия и ордовика, углы падения изредка превышают 20—25°, при этом иногда северные крылья более пологие. Длина антиклиналей 40—80, ширина — 10—15 км. Синклинали, разделяющие Имбинскую, Агалеvскую, Кодинскую антиклинали и следующую к востоку Бирямбинскую антиклиналь, выполнены формационным рядом верхнего ордовика—силура, прорванным интрузиями долеритов. Бирямбинскую антиклиналь в ее осевой части слагают карбонатные формации кембрия, смятые в мелкие складки. Пестроцветные формации майского яруса—ордовика залегают более полого, их углы падения не превышают 15—20°. Складка разбита сбросами, амплитуды перемещения по которым достигают 300 м. Длина антиклинали 75 км, ширина до 15 км, простирание в западной части субширотное; восточная часть имеет субмеридиональное простирание, общее с простиранием расположенной к югу Ковинской антиклинали. В Бирямбинской антиклинале осуществляется торцевое сочленение Ангарского авлакогена и зоны дислокаций, уходящей на север к Чадобецкому поднятию. Осевая часть Ковинской антиклинали сложена пестроцветными формациями майского яруса—верхнего кембрия, крылья — ордовикскими и перекрывающими их верхнепалеозойскими формациями. Складка разбита разломами, ортогональными к ее оси.

## **СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ СИСТЕМЫ ОБРАМЛЕНИЯ ПЛАТФОРМЫ**

К указанным системам относятся рифейские Енисейская и Туруханская вдоль западных границ платформы, Байкало-Патомская вдоль ее юго-восточных границ, мезозойские Таймырская вдоль северных границ платформы и Верхоянская вдоль восточных ее границ. Последняя вместе с Сетте-Дабанской будет рассмотрена в четвертом томе этой монографии. Нами рассматриваются три складчато-надвиговые системы ее обрамления — Енисейская, Туруханская, Таймырская. Складчато-надвиговые структуры представляют собой звенья цепи когда-то единого рифейского пояса, заложившегося в результате дробления Пангеи 1600 млн лет назад с образованием раздвиговых структур вокруг Средне-Сибирского кратона, определивших палеограницы Сибирской платформы. Граница кратона фиксируется в конце рифея вдоль северной, западной и южной периферических частей Сибирской платформы Байкало-Енисейско-Таймырским «офиолитовым» поясом. Он прослеживается от северо-восточной окраины Таймыра (гипербазиты кунарского комплекса) через центральную часть Таймыра (гипербазиты москвического комплекса), после значительного перерыва в обнаженности — через западную часть Енисейского кряжа (от Осиновских порогов на севере до р. Кан на юге), вдоль Восточного Саяна до Байкальского нагорья. Проявления «офиолитов» относятся к раннему протерозою — позднему рифею.

Западные и южные границы Сибирской платформы, заложившиеся в раннем рифее, сформировались к концу рифея, возможно (на Енисейском кряже), в середине



рифей. «Офиолиты» пояса не могут рассматриваться как реликты центральной части океана, так как располагаются вдоль окраины раннедокембрийского континентального блока земной коры формировавшейся СП.

Поздневендско-фанерозойская история развития территорий, занятых ныне складчато-надвиговыми системами, тесно связана с развитием прилегающих к ним платформенных территорий, формационные ряды, слагающие складчато-надвиговые системы (рифейские, палеозойские, мезозойские) по латерали увязываются с платформенными. Фронт складчато-надвиговых систем ориентирован в сторону платформы с пологим падением плоскости надвигов в обратную сторону. Сибирский кратон выступает как жесткая рама, на которую выдавливаются пакеты складчато-надвиговых структур. Лишь в кайнозое складчато-надвиговые системы обособляются морфологически и формируются как горные кряжи.

### ЕНИСЕЙСКАЯ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВАЯ СИСТЕМА

Енисейская складчато-надвиговая система вскрывается в виде кайнозойского горстового поднятия в заангарской части, где образует Енисейский кряж. Енисейский кряж отделен от Сибирской (на северо-востоке) и Западно-Сибирской (на западе) платформ зонами региональных разломов. К северо-востоку рифейские складчатые структуры Енисейского кряжа, погружаясь, постепенно переходят в погребенный Приенисейский перикратонный прогиб. К западу рифейские складчатые структуры центральной части Енисейского кряжа опущены по Енисейскому разлому и погребены под чехлом Западно-Сибирской платформы. К северу складчато-надвиговые структуры Енисейского кряжа, постепенно выклиниваясь, погружаются под Западно-Сибирскую платформу и расчленяются на две ветви меридионального простирания. Восточная ветвь вскрывается в Туруханском поднятии, а западная, по геофизическим данным, располагается на глубине параллельно восточной в 90 км западнее Енисея. К югу рифейские структуры Енисейского кряжа выклиниваются и узким бордюром окаймляют северную часть Гутарского выступа. В целом Енисейский кряж является звеном в единой цепи рифеид, обрамляющих Сибирскую платформу с запада.

Геологическое районирование Енисейского кряжа, выполненное А. К. Мейстером и Г. И. Кириченко, сохранило свое значение до настоящего времени. Существенный вклад в изучение геологии Енисейского кряжа внесли Л. А. Ячевский, А. В. Лесгафт, В. Н. Горбунов, В. С. Домарев, Е. К. Ковригина, Д. И. Мусатов, Л. К. Качевский, П. Ф. Ли, С. С. Сердюк, М. Л. Шерман и многие другие.

В строении Енисейского кряжа участвуют кристаллический архейский погребенный, складчатые нижнепротерозойский, верхне-нижнепротерозойский, рифейский, верхнерифейский (нижневендский) и пологоскладчатый верхневендско-нижнепалеозойский структурные ярусы, а также местами сохранившиеся от эрозии плитные среднеордовикско-девонский, верхнепалеозойско-нижнемезозойский СЯ.

Архейский метаморфический СЯ вскрывается в Ангаро-Канской и Приенисейской частях Енисейского кряжа. Возраст СЯ от  $4200 \pm 500$  млн лет (М. И. Волобуев и др.) до 2550 млн лет (Э. К. Герлинг, Ю. М. Артемов). Архейский СЯ относится к канской серии, в которой выделяются кузеевская и атамановская толщи мощностью около 3000 и 4000 м. Первая сложена пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, гранат-биотит-пироксеновыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами гранулитовой фации мегаморфизма. Вторая — биотитовыми, пироксен-биотитовыми, биотит-кордиеритовыми и другими гнейсами. Серия сопровождается габбро, норитами, пироксенитами и анортозитами кимбирского комплекса, чарнокитами,

эндербитами и аляскитами богунаевского комплекса и диабазами, диабазовыми порфиридами курыжского комплекса.

Верхнеархейскими образованиями являются формации енисейской серии и абалаковской толщи. Енисейская серия вскрывается в Ангара-Канской части Енисейского кряжа и представлена биотитовыми, мусковит-биотитовыми и лейкократовыми гнейсами и подчиненными им амфиболитами (исаевская свита, более 700 м), биотитовыми гнейсами, мигматитами, мраморами и амфиболитами (средняя свита, до 750 м) и биотитовыми, мусковит-биотитовыми, эпидот-амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами (шиверская свита, более 1600 м). Серия прорывается гранитами (таракский комплекс, 2100 млн лет).

Абалаковская толща вскрывается на правобережье Енисея к северу от устья р. Ангара, вдоль Приенисейского глубинного разлома, в бассейне р. Верхняя Сурниха и в отдельных тектонических блоках по р. Чапа. Толщу составляют кристаллические сланцы слюдяные, гнейсы и амфиболиты общей мощностью около 4000 м. Толщу сопровождают лейкогранитовая (гаревский комплекс, 1900 млн лет) и диабазовая (комаровский комплекс) формации.

Нижнепротерозойский СЯ слагает ряд тектонических клиньев в ядре Приенисейского антиклинория на северо-западе Енисейского кряжа, Паимбинский антиклинорий и Исаковский синклинорий. Антиклинальные складки, осложняющие антиклинорий, ориентированы в северо-западном направлении. В строении нижнепротерозойского СЯ, как и в последующих — поздне-нижнепротерозойском, рифейском и нижневендовском — различаются три субмеридиональные структурно-формационные зоны, намеченные Е. К. Ковригиной как стратиграфические — Западная (Зыряновско-Исаковская), Центральная (Сухопитско-Стародубовская) и Восточная (Каменско-Чернореченская). Нижнепротерозойский складчатый СЯ в Центральной и Восточной СФЗ представлен кристаллосланцево-кварцитовым ФР тейской серии общей мощностью 6400 м, а в Западной СФЗ — складчатым спилито-диабазово-сланцево-карбонатным ФР исаковской серии общей мощностью более 7000 м, залегающим со структурным несогласием на кристаллическом комплексе енисейской серии и абалаковской толщи верхнего архея. СЯ содержит силлы и дайки диабазов, которые секут верхнеархейские гранитовую (татарский комплекс, 2100 млн лет) и лейкогранитовую (гаревский комплекс, 1900 млн лет) формации, а сами прорываются рифейскими гранитами татарско-аяхтинского и габбро-диабазитами токминского комплексов. Для структурного яруса характерна латеральная выдержанность состава осадочных формаций, умеренные их мощности и отсутствие магматических формаций кислого состава, что позволяет относить их к образованиям протоплатформенного режима.

Поздне-нижнепротерозойский складчатый СЯ (низы сухопитской серии) представлен складчатым терригенным СФЗ, образующим осевую часть субмеридионального Центрального антиклинория и Северо-Енисейской глыбы и смят в складки в результате последующего рифейского диастрофизма. Структурный ярус общей мощностью до 5 км залегает, по данным Л. К. Качевского, И. Л. Комова, Д. И. Мусатова и др., со структурным несогласием на пенчугинской свите тейской серии. Ряд формаций сопровождают метагэббровая (индыглинский комплекс) и метатипербазитовая-серпентинитовая (сурнихинский комплекс) формации (рис. 25).

Рифейский складчатый СЯ слагает ряд антиклинориев (Приенисейский, Татарский и др.) и синклинориев (Ангара-Питский, Большепитский и др.) протяженностью 300—500 км, имеющих северо-западное и субмеридиональное простирание. Рифейский складчатый СЯ наиболее интенсивно смят в западной части кряжа, в восточной его части складчатость затухает. Простирание складок в приангарской

части кряжа, где оси складок образуют с краевым швом острый угол, субмеридиональное. СЯ слагают верхняя часть сухопитской, тунгусикская и ослянская с димганской и вороговской сериями, образующими три субсеквентных формационных ряда, отражающих крупные стадии развития рифейд Енисейского кряжа.

Первый формационный ряд представлен нижнерифейским складчатым терригенным и терригенно-карбонатным СПЯ. Он залегает со структурным несогласием на поздне-нижнепротерозойском СЯ. Ряд заканчивают граниты и пегматиты (тейский комплекс, 910—930 млн лет, К—Аг-метод). На западе Енисейского кряжа синхронный формационный ряд содержит больше тонкозернистого терригенного и вулканогенного материала (рис. 36).

Второй формационный ряд представлен складчатым терригенно-карбонатным и карбонатным, преимущественно известняковым СПЯ и залегает на подстилающих образованиях нижнего рифея с несогласием. Его слагают формации тунгусикской серии среднего и низов верхнего рифея (рис. 25). Три верхние формации данного ряда сопровождают гранитоидная (татарско-аяхтинский комплекс, 670—850 млн лет) и габбро-диабазовая (токминский комплекс) формации. На западе кряжа синхронный ряд формаций представлен также складчатым терригенно-карбонатным и карбонатным, преимущественно известняковым с пирокластикой СПЯ.

Третий формационный ряд представлен складчатым красноцветным терригенным и терригенно-карбонатным СПЯ (ослянская серия средней части верхнего рифея) и залегает со структурным несогласием на нижележащих образованиях. В центральной части кряжа формационному ряду ослянской серии востока кряжа отвечает складчатый терригенный красноцветный СПЯ (димганская серия). На западе кряжа им отвечает складчатый терригенный красноцветный СПЯ (вороговская серия) с радиологическим возрастом мутнинской свиты 760 млн лет. Магматические формации, заканчивающие этот ряд, представлены лейкогранитовой (глушихинский комплекс) и граносиенитовой (климинский комплекс) формациями.

Структуры складчатого рифейского СЯ разбиты серией разломов субмеридионального и северо-западного простирания протяженностью 200—600 км. Каждая зона состоит из серии разломов, расположенных кулисообразно относительно друг друга. По разломам иногда отмечается фаціальное изменение состава свит, они же контролируют распределение магматических формаций.

Нижневендский пологоскладчатый СЯ обнажается вдоль восточной окраины Енисейского кряжа и на самом кряже, где сложен молассами и молассоидами (чингасанская и тасеевская серии от 2600 до 3600 м) пологоскладчатого терригенного красноцветного ФР, максимальная мощность которого приурочена к компенсационным прогибам, расположенным вдоль рифейских орогенов. На северо-восточной окраине Енисейского кряжа формации СЯ слагают Тейский прогиб, отделенный, по данным М. А. Семихатова и Ю. А. Трапезникова, от Ангара-Канского и Вороговского прогибов Большепитским и соответственно Лебяжинско-Беретским поднятиями. Поперечный профиль Тейского прогиба асимметричен и выполаживается в сторону Сибирской платформы. Его слагает сложнопостроенный чингасанский молассовый СФЯ (рис. 25). Он с несогласием залегает на более древних формациях. Мощность СЯ убывает (от 3000 м до 0) к северо-востоку, и в бассейне р. Подкаменная Тунгуска выклинивается. Нижневендский пологоскладчатый СЯ в бассейне р. Тея образует субмеридионально вытянутые моноклинали, падающие под углом до 40° на восток и северо-восток, ограниченные субмеридиональными разломами. Структурный ярус сопровождается магматическими формациями: базальтами, радиологический возраст которых 700 млн лет [Корнев и др., 1974], и долеритами

ведугинского комплекса. Завершает ряд нефелин-сиенитовая (среднетатарский комплекс) формация.

Верхневендско-нижнепалеозойский пологоскладчатый СЯ распространен фрагментарно там, где сохранился от эрозии и залегает со структурным несогласием на подстилающих образованиях рифея и нижнего венда. Формационные ряды фанерозоя идентичны одновозрастным формациям прилегающих районов чехла СП, с которыми образуют единый латеральный ряд. Структурный ярус слагают три ряда формаций, образующие верхневендский пологоскладчатый терригенный СПЯ, верхневендско-среднекембрийский плитный терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно известняковый СПЯ и среднекембрийско-нижнеордовикский плитный терригенный красноцветный СПЯ.

Верхневендский пологоскладчатый терригенный СПЯ выполняет отдельные прогибы, грабены (Вороговский, Тисско-Питский и др.) и синклинали (Удережская, Ярцевская, Сукталинская и др.). Ряд заканчивают щелочные базальтоиды и ультрабазиты чапского комплекса (рис. 25).

Верхневендско-среднекембрийский плитный терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно известняковый СПЯ залегает после небольшого стратиграфического перерыва на предыдущем СПЯ.

Среднекембрийско-нижнеордовикский плитный терригенный красноцветный СПЯ залегает со стратиграфическим несогласием на предыдущем СПЯ. Его слагают средне-верхнекембрийские красноцветная конгломератово-песчаниковая (верхолесная свита, до 1200 м) и ее аналог на северо-востоке края красноцветная глинисто-песчаниковая (эвенкийская свита, до 400 м); на севере Енисейского края в бассейне рек Вороговка и Рыбная сероцветная полимиктовая молассоидная (чернореченская свита нижнего ордовика, до 60 м), красноцветная конгломератово-песчаниковая (устрыбнинская свита нижнего ордовика, 82 м) и кварцево-песчаниковая (байкитская свита нижнего ордовика, 80 м) формации.

Среднеордовикско-девонский СЯ вскрывается в отдельных узких блоках на северо-западе и западе края, где образует два плитных СПЯ: среднеордовикско-нижнедевонский терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно известняковый и среднедевонский пестроцветный карбонатно-терригенный, представляющие собой сохранившиеся реликты чехла СП. Первый залегает на левобережье Вороговки со стратиграфическим (из разреза выпадает криволуцкий ярус) и структурным несогласием на байкитской свите. СПЯ характеризуют перерывы в отложениях — отсутствуют формации долборского и низов лландоверийского ярусов. Второй СПЯ представлен только одной среднедевонской павловской формацией.

Верхнепалеозойско-триасовый плитный структурный ярус вскрывается фрагментарно на севере и юге края, а также в грабенах, бронированных мощными интрузиями долеритов (бассейн р. Вороговка). Он представлен верхнепалеозойским плитным терригенным угленосным и триасовым плитным толеит-долеритовым СПЯ. Первый СПЯ, после стратиграфического перерыва (выпадают из разреза отложения среднего—верхнего девона и низы карбона), слагают алевролитово-песчаниковая (фатьяниховская визейского яруса нижнего карбона, 60 м) и глинисто-песчаниково-угленосная (катская свита среднего—верхнего карбона, около 60 м) формации. В каньоне р. Вороговка глинисто-песчаниково-угленосная формация содержит семь силлов общей мощностью 400 м, относящихся к толеит-долеритовой и троктолит-долеритовой (катангский и курейский комплексы, до 50 м) и ферро-долеритовой (кузьмовский комплекс, до 80 м) формациям триасового СПЯ.

На Енисейском крае имеются системы разломов двух направлений: Приенисейская, Татарская, Осиновская, Мотыгинская и Вельминская северо-западного про-

стирания, Ярцевская, Большепитская и Нижнеангарская северо-восточного простирания. Все разломы северо-западного простирания древнего заложения, полихронные и полигенные. Важными рудоконтролирующими глубинными системами разломов являются Мотыгинская и Приенисейская.

## ТУРУХАНСКОЕ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЕ ПОДНЯТИЕ

Туруханское складчато-надвиговое поднятие протягивается по правобережью Енисея от устьевой части р. Фагьяниха на юге до низовьев р. Курейка на севере, при этом его наиболее приподнятая часть охватывает низовья рек Сухая и Нижняя Тунгуска и бассейн р. Шориха. В пределах поднятия вскрываются доверхнепалеозойские формации, полоса распространения которых достигает 350 км в длину и от 30 до 50—60 км в ширину (рис. 26).

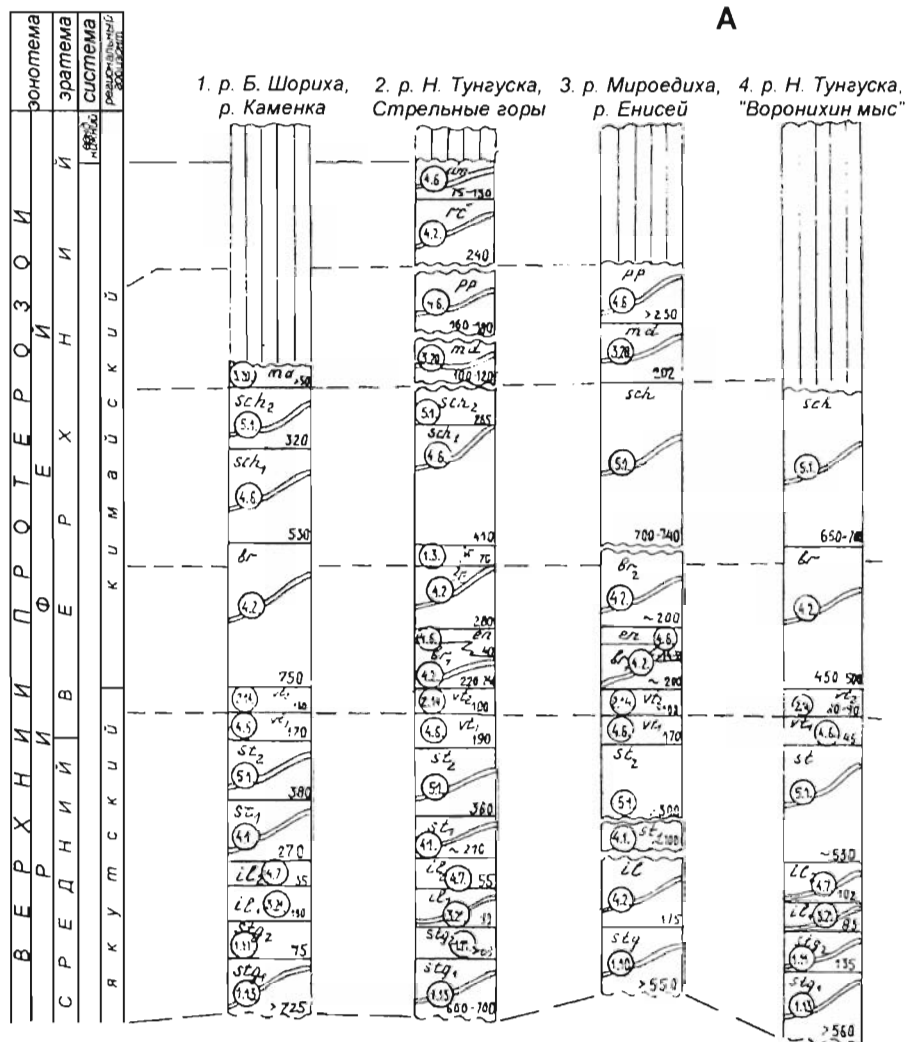
Поднятие исследовалось на протяжении более столетия, начиная от А. Л. Чекановского и С. В. Обручева и до последнего времени А. Г. Вологдиным, А. И. Гусевым, Г. И. Кириченко, Д. К. Зеgebартом, А. Е. Мирошниковым, А. М. Ивановой, Э. В. Чайковской, Т. К. Баженовой, О. А. Вотахом, Г. Д. Назимковым, В. У. Петраковым, В. И. Высоцким и др.

Т. Н. Спизарский выделял поднятие под наименованием зоны Туруханских складок, С. П. Микуцкий и др. — в качестве южной части Турухано-Хантайской мегаантиклинали, В. И. Драгунов — Турухано-Норильского краевого антиклинория, позднее — плакантиклинория. Возраст дислокаций в пределах поднятия В. А. Обручев полагал каледонским, О. П. Ситников отнес их совместно с Енисейским краем к Енисейской складчатой зоне. Строение поднятия в его западной и восточной зонах различно. При общем сходстве формационных рядов рифея их различия состоят в изменениях мощностей отдельных формаций и выпадении в восточной зоне верхних частей разреза\*. Соотношения СЯ рифея и фанерозоя также различны: в западной зоне рифейские складчатые СЯ со структурным несогласием перекрываются ярусами от венда до девона; в восточной зоне пологоскладчатые рифейские и вышележащие СЯ залегают конформно с небольшими угловыми, но значительными стратиграфическими несогласиями.

В западной зоне формационные ряды рифея слагают гребневидные антиклинали субмеридионального простирания. Наиболее крупные из них Шорихинская, Мироедихинская и Кочкватовская имеют более крутозалегающие восточные крылья, обычно опрокинутые, и более пологие западные — до 50° и более. Флексуры и разрывы осложняют строение антиклиналей. Венд-нижнепалеозойские формации выполняют синклинали и мульды (Усть-Сухотунгусинская и др.), крылья которых также осложняются сбросами и флексурами.

Восточная зона в своей западной полосе шириной до 20—30 км слагается куполами, коробчатыми антиклиналями и разделяющими их мульдами, образованными формационными рядами рифея и нижнего палеозоя. Наиболее значительный Большой Сухотунгусинский купол имеет амплитуду до 1,5—2,0 км. Таборская гребневидная антиклиналь протягивается вдоль меридионального течения р. Сухая Тунгуска и далее на север, будучи опрокинута на восток. К северу на р. Летняя антиклиналь вырождается в разлом, который далее на север сменяется Гремячинской гребневидной антиклиналью. Более восточная часть зоны ограничивается на западе системой гребневидных антиклиналей, контролируемых Вороновским

\* Тела формаций, стратиграфическую их привязку и мощность иллюстрирует схема корреляции (рис. 30).



глубинным разломом, а на востоке — системой флексур сбросов, фиксирующих положение Ламско-Летнинского глубинного разлома. В ее пределах на междуречье Курейки и Нижней Тунгуски располагается Курейско-Летнинский вал. На северо-западе Курейско-Летнинского вала находится Мундуйская мульда, выполненная пологозалегающими формациями палеозоя. На юге вал отделяется мульдой Летнего Камня от системы коробчатых антиклиналей или куполов в бассейнах рек Летняя и Сухая Тунгуска — Ниручанским, Володинским, Дьявольским. Кулисообразное расположение куполов и коробчатых антиклиналей при общей меридиональной ориентировке осей предопределяет отклонение их северных замыканий к востоку, а южных — к западу, что свидетельствует о существовании правого сдвига. Интрузии долеритов, связанные с Ламско-Летнинским разломом, в значительной мере маскируют дислокации осадочных толщ в пределах восточного ограничения Туруханского поднятия.

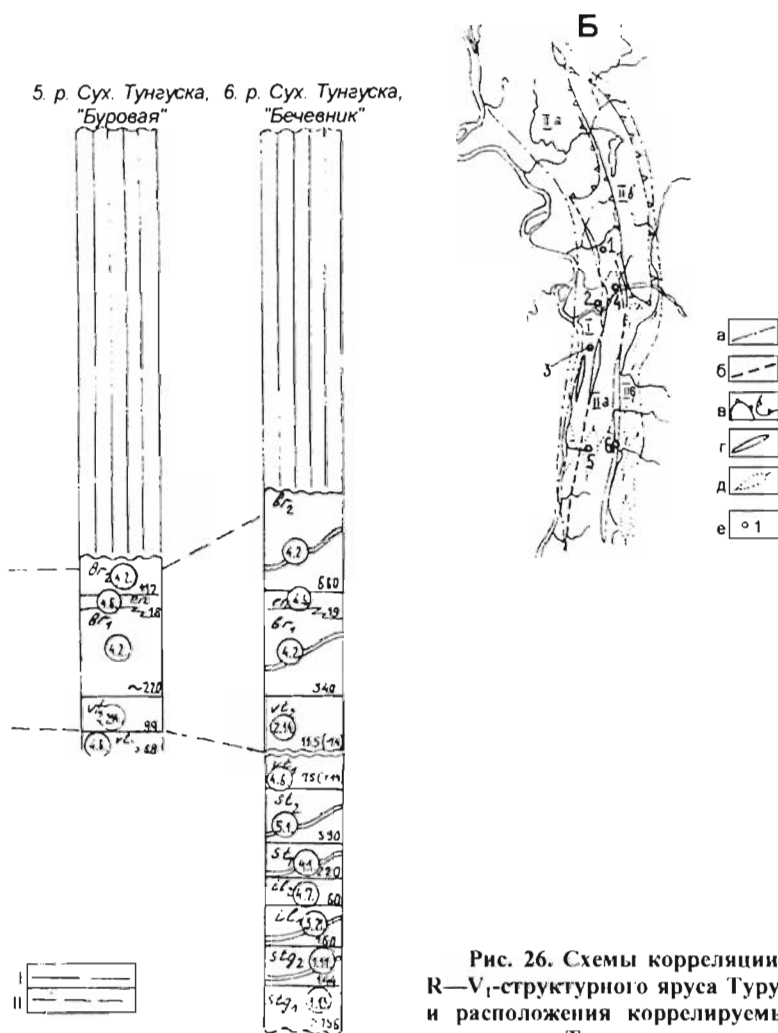


Рис. 26. Схемы корреляции формационных рядов R—V<sub>1</sub>-структурного яруса Туруханского поднятия (А) и расположения коррелируемых разрезов R—V<sub>1</sub>- и структур Туруханского поднятия (Б) (сост. В. И. Драгунов).

А. I и II — границы СЯ и СПЯ.

**Геологические формации. Семейства осадочных формаций:** 1 — семейство обломочных (терригенных) формаций: 1.3 — глауконитово-глинисто-песчанниковая, 1.10 — песчанниковая, 1.11 — алевролитово-аргиллитовая, 1.13 — алевролитово-песчанниковая; 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.14 — пестроцветная карбонатная стратонидная песчаниково-глинистая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.20 — мергелево-аргиллитовая, 3.21 — мергелево-глинисто-известняковая; 4 — семейство карбонатных формаций: 4.1 — известняковая, 4.2 — известняково-доломитовая, 4.6 — рифидная (карбостромовая), 4.7 — доломитовая; 5 — семейство кремнисто-терригенно-карбонатных формаций: 5.1 — кремнисто-доломитовая.

**Региональные стратиграфические таксоны. Свиты:** *dm* — дурномысская, *rc* — речкинская, *pp* — первопорожская, *md* — миродихинская, *sch* — шорихинская, *br* — буровая, *vt* — второкамская, *st* — сухотунгусская, *il* — ильюшкинская, *stg* — стрельногогорская; **толщи:** *jr* — ярцевская; **риффы:** *en* — эндетинские.

**Б. а** — границы поднятия; **б** — границы зон; **к** — границы структур второго порядка; **г** — гребневидные антиклинали; **д** — коробчатые антиклинали, купола, мульд; **е** — номер и местоположение разреза.

Структуры первого и второго порядка: I — Западная зона; II — Восточная зона; IIa — подзона куполов, коробчатых антиклиналей, мульд, IIб — подзона валов, гребневидных, коробчатых антиклиналей, куполов, IIв — Курейско-Летинский вал.

## ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВАЯ СИСТЕМА

Таймырская складчато-надвиговая система расположена на самой северной окраине Азии в зоне каменистой арктической тундры и представляет собой горный кряж, формировавшийся в конце меловой и в современную эпохи. К югу Горный Таймыр граничит с Енисей-Хатангским юрско-меловым прогибом. С севера и запада Таймыр омывает Карское море, с востока — море Лаптевых. Горный Таймыр изучался А. Ф. Миддендорфом, Э. В. Толем, Н. Н. Урванцевым, М. Г. Равичем, М. Н. Злобиным, Л. А. Чайкой, А. М. Даминовой, В. А. Вакаром, Ю. Е. Погребницким, В. В. Беззубцевым, А. И. Забиякой, Л. В. Махласвым, В. Я. Кабаньковым, Р. Ф. Соболевской, Н. К. Шануренко, С. А. Гулиным, Н. Н. Нагайцевой, В. Ф. Прокуринным и др.

Значение тектонической природы Горного Таймыра определяется расположением его между складчатыми структурами Урала и Новой Земли на западе и складчато-надвиговыми системами Верхояно-Чукотской области на востоке; между складчатой системой каледонид на севере (о. Комсомолец) и СП на юге. Концепция тектонической природы Горного Таймыра прошла три этапа. На первом этапе (Н. Н. Урванцев, И. П. Атласов, В. А. Вакар и др.) Таймыр трактовался как полициклическое геосинклинальное сооружение. На втором этапе [Погребницкий, 1971; Геологическая..., 1986] докембрийские массивы Таймыра рассматриваются как фундамент древней платформы, образования же рифея, нижнего и среднего палеозоя не как геосинклинальные, а как платформенные. На третьем этапе (Л. П. Зоненшайн, Л. М. Натапов, В. А. Верниковский) Таймыр рассматривается с позиции тектоники литосферных плит, предполагающей столкновение Карского и Сибирского континентов. Нами Горный Таймыр трактуется как складчатое эпиплатформенное полициклическое сооружение, в котором кардинальное значение имели две эпохи рифтогенеза. Первая — эпоха распада нижнепротерозойского континента с заложением границ древних платформ (в том числе и Сибирской) по зонам разломов, связанных с межконтинентальными рифейскими и ранневендскими рифтовыми системами. Вторая эпоха относится к позднепалеозойско-триасовой деструкции, имевшей значение при формировании современного тектонического каркаса Горного Таймыра, представлявшего собой звено рифтовой системы, охватившей Западно-Сибирскую молодую платформу и север СП. Заложение рифтов сопровождалось проявлением мантийного и, на сводовых поднятиях, корового магматизма.

Горный Таймыр представляет собой сложнопостроенную складчато-надвиговую эпиплатформенную систему. Выделяются Мининско-Челюскинский рифейско-нижневендский флишеидный прогиб Карского сводового поднятия, Центрально-Таймырский многоярусный (рифейско-среднепалеозойский) инверсированный авлакогенный плакосинклинорий и Бырангский триасовый инверсированный рифтогенный плакосинклинорий, осложненные положительными и отрицательными структурами, горстами и надвигами.

В строении Горного Таймыра четко выделяются СЯ, залегающие друг на друге со стратиграфическими или структурными несогласиями, зонально сменяющимися от более древних на севере к более молодым на юге. Древнейшие, возможно, архейские и нижнепротерозойские, образования слагают метаморфические комплексы, вскрывающиеся на Шренковском и Фаддеевском выступах фундамента.

Шренковский выступ фундамента слагают плагиоксидогит-гиперстен-сланцевая (шренковская толща, сотни метров), мигматит-эндербитовая (тихинский комплекс), ретрометаморфических гнейсов и сланцев с реликтами кианит-биотитовых гнейсов



(сланцевая толща, сотни метров), порфиробластических гранитоидов и гранитов (шренк-мамонтовский комплекс,  $1869 \pm 56$  млн лет), гранит-лейкогранитовая (ледяной комплекс) формации и формация зеленосланцевых диафторитов (верхнешренковский комплекс) предположительно архейского возраста.

На Фаддеевском выступе фундамента вскрываются гранато-гнейсово-амфиболитовая (городковская толща, сотни метров), мрамор-амфиболит-слюдяно-сланцевая (фаддеевская толща, 800 м), мрамор-двухслюдяно-сланцевая (симсовская толща, сотни метров), метагаббро-ортоамфиболитовая (поперечнинский комплекс) формации и формация зеленосланцевых диафторитов (преграднинский комплекс) предположительно архея.

На Шренковском выступе со структурным несогласием залегает верхнерифейский пологодеформированный СЯ. Он представлен аркозовой гравелитово-песчаниковой (краснореченская свита, около 300 м), доломитово-известняковой и известняково-доломитовой (колосовская свита, 2300 м) формациями, слагающими колосовский пологодеформированный терригенно-карбонатный и карбонатный ФР; выше залегают трахибазальтовая (светлинская свита, 200 м), трахибазальтовая трубок взрыва (светлинский комплекс), доломитово-известняковая битуминозная (скальнинская свита, 1500 м) и прорывающие их субщелочно-габбро-долеритовая (усть-шренковский комплекс), эссексит-сиенитовая (буйнинский комплекс) и метагипербазитовая (москвичевский комплекс) формации светлинского пологодеформированного щелочно-мафитового ФР; выше со структурным несогласием залегает посадочнинский терригенный пестроцветный молассоидный ФР нижневендского пологодеформированного СЯ. Пологое, местами почти горизонтальное, залегание СЯ нарушено серией разломов-надвигов, во фронтальной части которых фиксируются зоны волочения и опрокидывания складок на юго-восток. На севере и северо-западе СЯ граничит с надвинутым на него флишоидным комплексом (не исключено, что он представляет собой террейн, примкнувший к Таймыру).

На Фаддеевском выступе, в Чукчинском и Челюскинском районах пологодеформированный СЯ слагают два ФР — барковский терригенный углеродисто-черносланцевый и лаптевско-борзовский наземно-вулканогенный мафитово-салический. Первый ФР залегает на формации кристаллических сланцев (модинская толща, около 1800 м) и прорывающих их метагипербазитовой (кунарский комплекс), тешенит-долеритовой (папанинский комплекс) и диорит-плагиогранитовой (вилькицкий комплекс) формациях, относящихся к нижнему или верхнему протерозою. ФР слагают залегающие со структурным несогласием на кристаллических образованиях нижнего протерозоя (?) конгломератово-гравелитово-песчаниковая пестроцветная (октябрьская или серебрянская толщи, 1465 м), углеродистая известняково-песчаниково-сланцевая (ждановская толща, 1365 м) и толеит-долеритовая (северобыррангский комплекс) формации; второй СЯ слагают метаандезит-базальтовая (дорожнинская свита, 1300 м), метабазальт-риолитовая (борзовская свита, 1800 м), метабазальтовая (лаптевская свита, 1000 м) формации. Между борзовской и лаптевской свитами в изолированном клине выделяется продольнинская толща, в которой различаются гравелитово-песчаниковая, известняково-доломитовая и углеродисто-аргиллитово-сланцевая формации общей мощностью около 500 м. Выше располагается пологодеформированный чекинско-гусиноозерский терригенный пестроцветный молассоидный ФР присводовых прогибов нижневендского пологодеформированного СЯ, залегающий со структурным несогласием на рифейском СЯ. Его слагает пестроцветная гравелито-конгломератово-песчаниковая (чекинская и гусиноозерская толщи, 1100 м) формация.

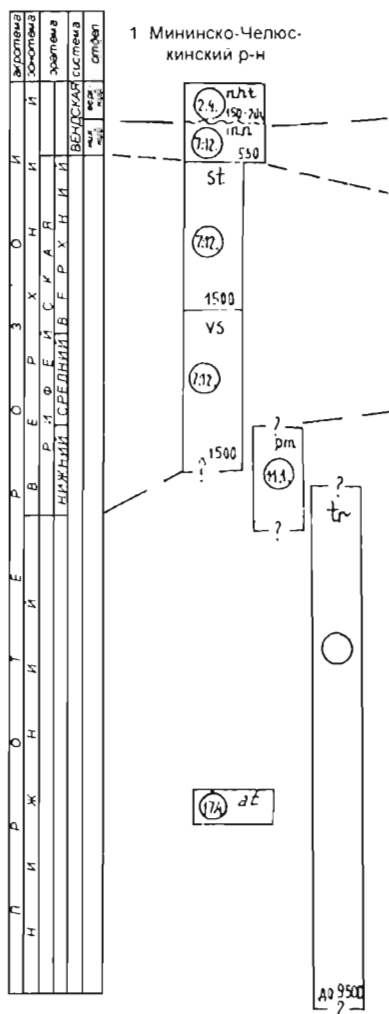
Рис. 27. Схемы корреляции формационных рядов структурных ярусов верхнего докембрия Горного Таймыра (А) и расположения коррелируемых разрезов верхнего докембрия Горного Таймыра (Б) (сост. Н. С. Малич).

А, а, б — границы СЯ и СПЯ.

**Геологические формации.** Семейства осадочных формаций: 1 — семейство обломочных (терригенных) формаций: 1.1 — аркозовая конгломератово-алевролитово-песчанниковая, 1.5 — конгломератово-песчанниковая, 1.6 — гравелитово-песчанниковая, 1.9 — глинистая; 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.4 — пестроцветная аргиллитово-песчанниковая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.1 — песчаниково-доломитовая; 4 — семейство карбонатных формаций: 4.2 — известняково-доломитовая, 4.14 — доломитово-известняковая битуминозная; 7 — семейство обломочных регрессивного строения формаций: красноцветных и сероцветных: 7.2 — красноцветная конгломератово-алевролитово-песчанниковая, 7.11 — сероцветная глинисто-песчанниковая, 7.12 — сероцветная песчаниково-глинисто-алевролитовая, 7.18 — гравелитово-конгломератово-алевролитовая, 7.19 — углеродисто-глинисто-туфито-песчанниковая. **Семейства и рода магматических формаций. Вулканогенные:** 11 — основного состава: 11.1 — толеит-базальтовая, 11.6 — метаандезито-базальтовая, 12 — щелочно-основного состава: 12.1 — трахибазальтовая. **Интрузивные:** 16 — основного состава: 16.1 — долеритовая, 16 — тешенит-долеритовая, 16.6 — метабазобро-долеритовая, 16.7 — габбро-диабазовая; 17 — ультраосновного и ультраосновно-основного состава: 17.4 — метаперидотитовая, 17.5 — пироксенит-габбровая; 21 — кислого состава: 21.1 — гранитовая, 21.2 — гранит-лейкогранитовая; 22 — субщелочно-кислого состава: 22.1 — диорит-граносиенитовая, 23 — основного-кислого состава: 23.1 — базальт-риолитовая, 23.2 — риолит-базальтовая, 23.3 — андезит-риолитовая.

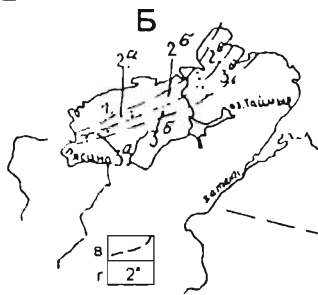
**Коррелируемые региональные таксоны.** Толщи: *nht* — нижнехутудинская, *prz* — прозрачнинская, *hos* — нижнеостанцовская, *mn* — мининская, *ck* — чекинская, *st* — стерлеговская, *vs* — воскресенская, *pr* — продолженская, *skl* — скальининская, *stn* — становская, *pm* — приметнинская, *ug* — угрюминская, *tr* — тревожинская, *zd* — ждановская, *dr* — дорожнинская, *sr* — серебрянская, *ok* — октябрьская, *mm* — мамонтовская, *ml* — модинская, *vk* — воейковская, *zm* — зимовочная; свиты: *gs* — гусиноозерская, *lp* — лаптевская, *ps* — посадочнинская, *gl* — геологическая, *sv* — светлинская, *br* — борзовская, *kls* — колосовская, *kr* — краснореченская; комплексы: *vsh* — верхнепренковский, *с* — чуковский, *n* — нансеновский, *ms* — москвичевский, *b* — буйнинский, *ush* — устьепренковский, *sh* — северо-быррангский, *at* — аттаинский, *m* — малиновский, *vm* — верхнемалиновский, *v* — вилькицкий, *p* — папанинский, *kn* — кунарский, *sn* — снежинский, *lpt* — лопаткинский, *s* — становой.

Б, в — границы СФЯ, з — номера разрезов.



Мининско-Челюскинский флишевый прогиб вдоль северного фаса Горного Таймыра слагают складчатые СЯ, относящиеся к трем ФР. Нижний протерозойский представлен тревожинской толщей, сложенной нерасчлененными гнейсовыми, кварцитовыми и амфиболитовыми формациями общей мощностью около 9 км. Следующий ФР мафитовый, преимущественно эффузивный (приметнинская толща мощностью 4 км), представляет собой сильно измененные базальты под влиянием коровых процессов. Мощные стерлеговская и воскресенская толщи ленивенской серии относятся к песчаниково-аргиллитово-алевролитовой (углеродистой, флишеид-

2а Верхнешрен- ковский р-н	2б Чукчин- ский р-н	2в Челюскин- ский р-н	3а Гряды Геоло- гической р-н	3б Шренков- ский р-н	3в Барковско- Воейковский р-н
-------------------------------	------------------------	--------------------------	---------------------------------	-------------------------	----------------------------------



8 — 2770

надвигово-чешуйчатое строение, убывающее к югу. Северный мегаплакосинклиноид, наряду с брахиформными характером структур, обладает на северной окраине более крутыми залеганиями пород до опрокидывания.

Верхневендско-нижнеордовикский пологодеформированный СЯ представлен тремя латерально замещающими друг друга СФЯ: Мининско-Челюскинским терригенно-глинистым пестроцветным флишомидным, Шренк-Фаддеевским северным углеродисто-сланцевым и Шренк-Фаддеевским южным терригенно-карбонатным и карбонатным, преимущественно известняковым. Все три СФЯ образуют субширотные ВСВ полосы, располагающиеся параллельно друг другу, и охватывают Ленинско-Челюскинский прогиб и сводовую часть Северо-Бырангского мегаантиклинория.

Мининско-Челюскинский флишомидный пологодеформированный СФЯ слагает флишомидный формационный ряд, присущий континентальным склонам.

Шренк-Фаддеевский северный черносланцевый пологодеформированный СФЯ слагают формации, формировавшиеся в условиях глубоководной галистазной впадины черносланцевого режима.

Шренк-Фаддеевский южный терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно известняковый пологодеформированный СФЯ слагают формации, формировавшиеся в условиях хатакратонного режима.

Среднеордовикско-девонский пологодеформированный СЯ залегает с несогласием на корях выветривания и гравелитах в основании среднего ордовика на верхневендско-нижнеордовикском СЯ. В СЯ различаются два структурных подъяруса, в пределах которых выделяются унаследованно развивающиеся три СФЯ: Северный черносланцевый, переходный кремнисто-известняково-терригенный и южный карбонатный (рис. 28). Все три СФЯ слагают крылья Северо-Бырангского мегаплакоантиклинория и прослеживаются в виде субпараллельных полос субширотно-северо-восточного простирания.

Северный черносланцевый пологодеформированный СФЯ слагают формации, характеризующие трансгрессивно-инундационно-регрессивные стадии развития этапа.

Рис. 28. Схемы корреляции среднеордовикско-девонских формационных рядов Горного Таймыра (А) и расположения коррелируемых разрезов (Б) (сост. Н. С. Малич).

А. а — линии корреляции стратифицированных таксонов.

Геологические формации. Семейства осадочных формаций: 2 — семейство терригенных и терригенно-карбонатных пестроцветных формаций: 2.2 — пестроцветная аргиллитово-известняковая; 3 — семейство терригенно-карбонатных сероцветных формаций: 3.12 — глинисто-известняково-доломитовая; 4 — семейство карбонатных формаций: 4.1 — известняковая, 4.2 — известняково-доломитовая, 4.3 — доломитово-известняковая, 4.4 — известняково-доломитовая карбостромовая, 4.5 — строматолитово-известняковая, 4.6 — рифонная (карбостромовая), 4.7 — доломитовая; 5 — семейство кремнисто-терригенно-карбонатных формаций: 5.1 — кремнисто-доломитовая, 5.5 — глинисто-кремнисто-доломитовая, 5.10 — кремнисто-глинисто-известняковая, 5.12 — углеродистая кремнисто-глинистая, 5.13 — углеродисто-кремнисто-доломитовая; 6 — семейство сульфатно-терригенно-карбонатных и соленосных формаций: 6.2 — сульфатно-глинисто-карбонатная, 6.7 — кремнисто-доломитовая гипсоносная; 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.19 — углеродисто-глинисто-туффито-песчанниковая.

Коррелируемые региональные таксоны. Свиты: *dm* — домбинская, *fd* — фаддеевская, *vl* — валентиновская, *hr* — хрустальнинская, *pr* — приморская, *tr* — тарейская, *up* — устьянсинская, *prm* — пряминская, *bn* — бунгская, *md* — миддендорфская, *sd* — синедабгайская, *an* — андреевская, *br* — барковская, *mt* — мутнинская, *pv* — поворотнинская, *tl* — толмачевская, *en* — энгельгардовская, *vs* — весенинская, *mv* — многовершининская; толщи: *sv* — светлинская, *dt* — дептумалинская, *b* — болотнинская, *km* — каменная, *dv* — двойнинская, *gl* — гольцовская, *as* — астрономическая.

Б. б — границы СФЗ, в — расположение разрезов.

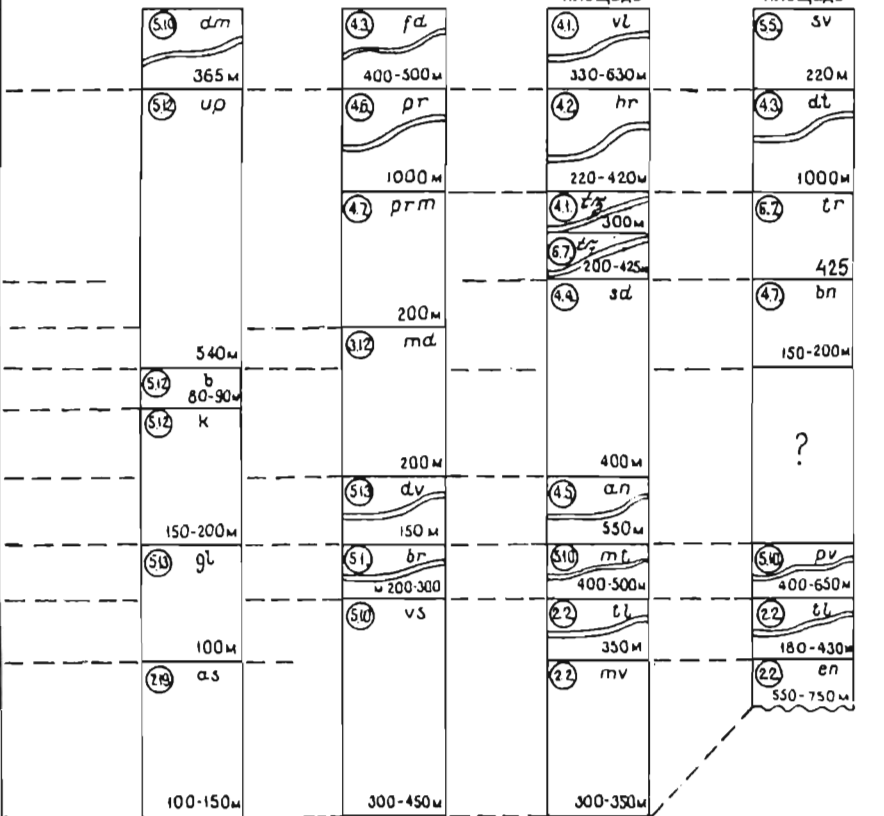
# А

1. Северный  
черносланцевый  
СФЯ

2. Переходный СФЯ

3. Южный карбонатный и  
терригенно-карбонатный СФЯ

Система	ДЕВОНСКАЯ									
	ОТДЕЛ		СРЕДНИЙ		НИЖНИЙ		ВЕРХНИЙ		Горизонт	
	Ярус	Верхний	Средний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Горизонт	Горизонт



а

# Б

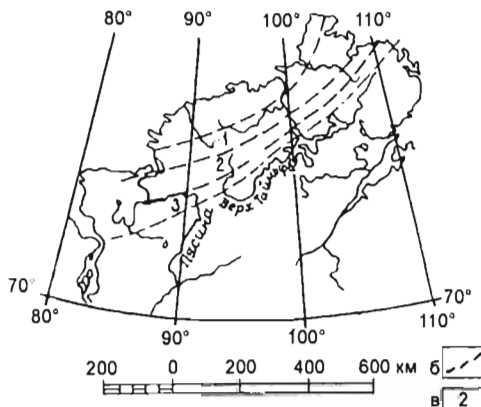
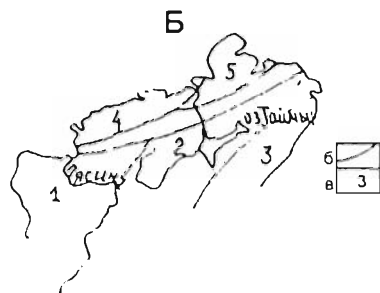




Рис. 29. Схемы корреляции формационных рядов присводового прогиба пермского угленосного структурного подъяруса Горного Таймыра (А) и расположения коррелируемых разрезов Горного Таймыра (Б) (сост. Н. С. Малич).



А. а — линия корреляции.

**Геологические формации.** Семейства осадочных формаций: 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноцветных и сероцветных формаций: 7.11 — сероцветная глинисто-песчаниковая, 7.12 — сероцветная песчаниково-глинисто-алевролитовая, 7.17 — красноцветная карбонатно-песчаниково-аргиллитовая, 7.18 — гравелисто-конгломератово-алевролитовая; 8 — семейство терригенных угленосных формаций: 8.3 — угленосная конгломератово-алевролитово-аргиллитово-песчаниковая (тунгусского типа), 8.4 — угленосная песчаниково-аргиллитово-алевролитовая (ленского типа), 8.5 — угленосная конгломератово-алевролитово-песчаниковая (иркутского типа). Семейства и рода магматических формаций. **Вулканогенные:** 12 — щелочно-основного состава: 12.1 — трахибазальтовая. **Интрузивные:** 18 — щелочно-основного состава: 18.1 — трахидолеритовая (трахидолериты, порфировидные грахидолериты, комитониты, вогезиты и др.); 22 — субщелочно-кислого состава: 22.5 — субщелочногранитовая.

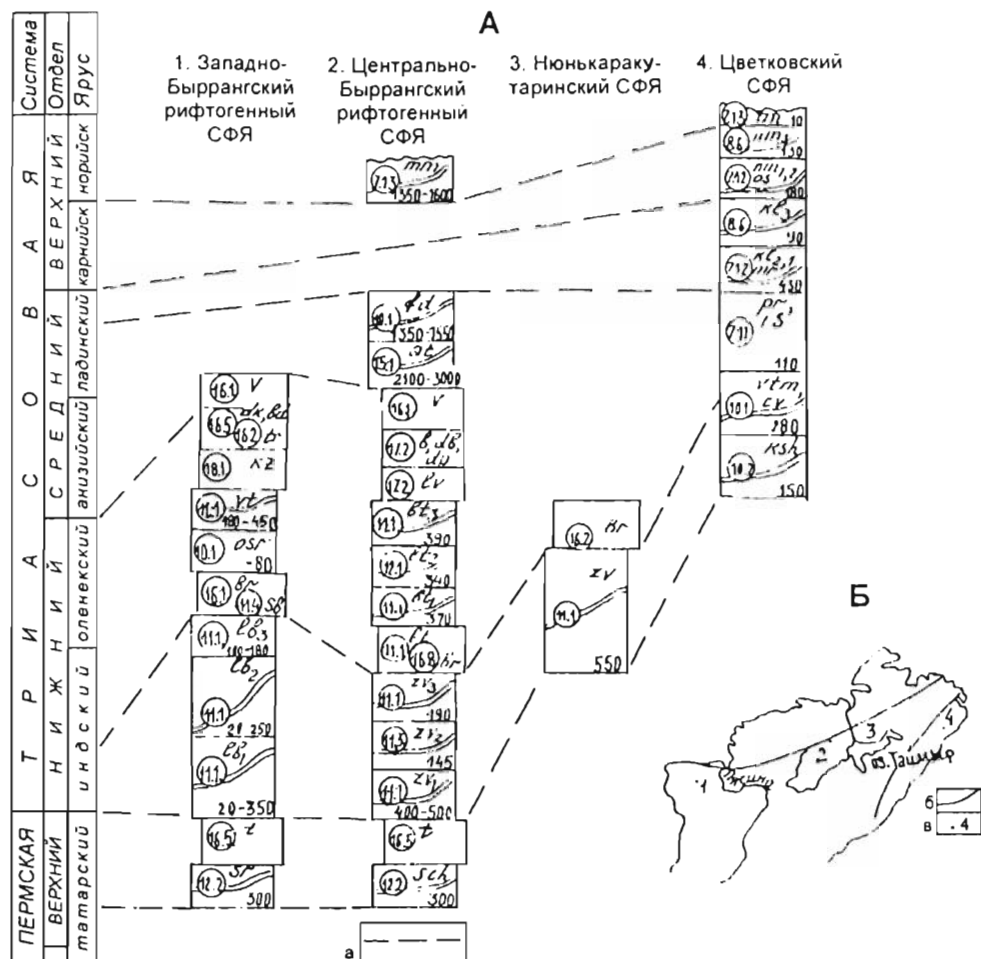
**Коррелируемые региональные таксоны. Комплексы:** *t* — тарисеймитаринский, *kl* — кнпловический, *p* — пекинский; **свиты:** *sr* — сырадасайская, *sch* — шайтанская, *brg* — бражниковская, *cr* — чернаярская, *mk* — макаревичская, *kr* — крестьянская, *br* — байкурская, *ub* — убойнинская, *sk* — соколинская, *cf* — сфремовская, *br* — бырангская, *ev* — эвенкийская, *tr* — турузовская; **толщи:** *mr* — маринская, *skl* — скалистая.

Б. б — границы СФЯ; в — расположение разрезов.

крупнейшую перестройку земной коры. СПЯ представлен терригенными сероцветными и терригенными угленосными формационными рядами, отражающими регрессивную стадию развития Таймырского присводового прогиба. Выделяются Западно-Таймырский (Диксоновский), Центральнo-Таймырский (Таймыроозерский), Нюнькаракутаринский терригенные угленосные и Восточно-Таймырский (Чернохребетинский) терригенный сероцветный СФЯ, образующие субмеридиональную зональность в отличие от ниже-среднепалеозойских СФЯ, обладающих четкой широтной зональностью. Синхронно накоплению угленосных формаций в присводовом прогибе на плато сводового поднятия внедрялись интрузии субщелочно-гранитовой формации (кнпловический и пекинский комплексы верхней перми), образующие Коломейцевско-Чукчинский СФЯ (рис. 29).

Верхнепермско-триасовый складчатый СПЯ слагает осевую часть крупнейшего на Таймыре Бырангского мегаплакосинклинория и залегает со стратиграфическим и структурным несогласием на верхнепалеозойском СПЯ. Бырангский мегаплакосинклинорий образует дугообразную структуру субширотного простирания с выпуклостью, ориентированной на юго-восток. Верхнепермско-триасовый складчатый СПЯ заложился на границе присводового прогиба верхнего палеозоя и Карского сводового поднятия, образуя рифтогенную систему, представленную Западно-Бырангским и Центральнo-Бырангским складчатыми рифтогенными щелочно-мафиг-ультрамафит-мафитовым (трахибазальт-базальт-пикрит(анкарамит)-базальтовым), Нюнькаракутаринским складчатым мафитовым и Цветковским складчатым терригенным сероцветным регрессивным СФЯ (рис. 30).

Особое положение в Центральнo-Бырангском СФЯ занимает Фадьюкудинский грабен, в котором сохранился блок одноименного молассоидного комплекса пород



мощностью 5—7 км, слагающего ныне фрагмент размытого вулканогенно-терригенного красноцветного СФЯ средне-верхнетриасового прогиба. Ряд молассоидного комплекса слагают трахиандезит-трахитовая (аятаринская свита нижнего (?) триаса, 2100—3100 м), туфопесчаниковая (фадьюкудинская свита среднего (?) триаса, до 1550 м), песчоречная конгломерато-алевролитово-песчаниковая (мамонова свита среднего—верхнего триаса, 1350—2300 м) формации, пересекаемые монзонит-сиенитовой (дикаробигаийский комплекс верхнего триаса—нижней юры) и нефелин-сиенитовой (фадьюкудинский комплекс верхнего триаса—нижней юры) формации салическо-фоидового СФЯ.

Западная и центральная части верхнепалеозойско-триасового складчатого СФЯ отделены друг от друга Тарейским валом и осложняются грабенами и мульдами. В западной части выделяются Усть-Пясинская грабенсинклиналь и Пурунская мульда, в восточной части — Кирыка-Тасская грабенсинклиналь, простирающаяся вдоль субмеридионального Байкуро-Котуйского разлома. В целом для всех СФЯ Таймыра деформированность меняется от коробчатых и участками линейных до брахиформных и куполовидных.



Рис. 30. Схемы корреляции формационных рядов рифтогенного верхнепермско-триасового структурного подъяруса Горного Таймыра (А, сост. Н. С. Малич) и расположения коррелируемых разрезов Р<sub>2</sub>—Т<sub>1</sub> структурного подъяруса Горного Таймыра (Б).

А. а — линии корреляции.

**Геологические формации. Семейства осадочных формаций:** 7 — семейство обломочных (терригенных) регрессивного строения красноватых и сероватых формаций: 7.11 — сероватая глинисто-песчаниковая, 7.12 — сероватая песчаниково-глинисто-алевролитовая, 7.13 — сероватая глинисто-алевролитово-песчаниково-конгломератовая; 8 — семейство терригенных угленосных формаций: 8.6 — угленосная песчаниково-алевролитово-аргиллитовая (абанско-рыбинского типа). **Семейство вулканогенно-осадочных формаций:** 10.1 — туфитово-песчаниковая с базальтовой пирокластикой, 10.2 — туфитово-карбонатная. **Семейства и рода магматических формаций. Вулканогенные:** 11 — основного состава: 11.1 — толент-базальтовая (базальты, андезитобазальты, лейкобазальты), 11.3 — базальтовая пирокластическая (туфы, агломераты), 11.4 — базальтовых трубчатых взрывов. 12 — щелочно-основного состава: 12.1 — трахибазальтовая, 12.2 — трахибазальтовая пирокластическая. 15 — субщелочно-основного состава: 15.1 — трахитовая (трахиты, грауваккитобазальты и др.). **Интрузивные:** 16 — основного состава: 16.1 — долеритовая (долериты оливиновые и безоливиновые, пегматонидные долериты, анортозит-долериты, кварцевые долериты), 16.2 — ферродолеритовая (оливиновые долериты, ферродолериты, долерит-пегматиты, гранофиры), 16.5 — троктолит-долеритовая; 17 — ультраосновного и ультраосновно-основного состава: 17.2 — оливинит-габбровая (плаггио-оливиниты, верлиты, перидотиты, меганотроктолиты, троктолитовые, оливиновые, кварцевые габбро-долериты и лейкогаббро); 18 — щелочно-основного состава: 18.1 — трахидолеритовая (трахидолериты, порфировидные трахидолериты).

**Коррелируемые региональные гаксоны. Свиты:** *tm* — тумулеская, *nm* — немцовская, *os* — осинайская, *mm* — мамонтова, *kl* — кульдминская, *fd* — фадьюкудинская, *at* — аятаринская, *pr* — прибрежинская, *is* — ыстанакская, *vt* — верхтамская, *osr* — отернинская, *bt* — бетлинская, *lh* — лабакская, *zv* — зверинская, *vtm* — восточнотаймырская, *cv* — цветковская, *ksh* — кашинская, *sr* — сыраласайская, *sch* — шайтанская, **камплексы:** *v* — верхнетаймырский, *dk* — диксонский, *hd* — бинюдинский, *tr* — тарейский, *kz* — казарский, *br* — бырангский, *sh* — сорогабигайский, *b* — боогангабский, *dh* — дябакатаринский, *dp* — дюмпталейский, *lv* — левлинский, *bt* — бетлинский, *t* — тарейситаринский.

Б. б — границы СФЯ, а — расположение разрезов.

Характер сочленения структур двух последних СЯ со структурами рифейского и вендско-среднепалеозойских СЯ подчеркивает их разноплановое расположение: северо-восточное для первых и субширотное для вторых. Кроме того, для рифейско-девонских СЯ характерна широтная зональность, для верхнепалеозойских и триасовых — меридиональная.

Мезозойский (юрско-меловой) плитный СЯ, отвечающий этапу активизации, залегает со стратиграфическим и структурным несогласием на предыдущих СЯ; он образует разновозрастные обширную, прилегающую с юга к Таймыру, Енисей-Хатангскую и небольшую Усть-Таймырскую впадины (Шренковско-Челюскинский прогиб). Юрские и меловые отложения Енисей-Хатангской впадины залегают субгоризонтально, но при приближении к Горному Таймыру слабдеформированны. В районе мыса Цветкова они образуют брахиструктуры с углами падения на крыльях до 10—20°. Усть-Таймырская впадина имеет отчетливо горсто-грабенную природу и контролируется системой разломов северо-восточного и субширотного простирания. Формационный ряд плитного структурного яруса в Шренковско-Челюскинском прогибе и на северо-востоке Таймыра представлен в основном слаболитифицированными формациями терригенного семейства мощностью от 248 до 715 м. Мощность их на Цветковской площади увеличивается до 1930 м, а в Енисей-Хатангской впадине — до 3500 м. Обширное сводовое поднятие характеризуется плутонами щелочных, щелочно-кислых и гранитоидных формаций, слагающих Пясино-Чернышевский, Озерно-Дикаробигайский и Прибрежнолаптевский СФЯ.

Существенное значение в структурном каркасе Горного Таймыра имеет система разломов, в которой устанавливаются почти все известные кинематические разновидности: надвиги, взбросы, сдвиги, сбросы, раздвиги и их комбинации. Ориенти-

ровка большинства основных разломов совпадает с простиранием СФЯ Горного Таймыра. К таковым относятся Больше-Таймырский и Диабазовый разломы — надвиги, отделяющие Ленивенско-Челюскинский флишевый прогиб верхнего рифея — нижнего венда от верхневендско-девонских авлакогенных СФЯ, Пясино-Фаддеевский и Пограничный надвиги, отделяющие верхнепалеозойско-нижнемезозойские СФЯ Быррангского мегаплакосинклиория. Положение Главного Таймырского и Пограничного разломов предопределила флексура, образовавшаяся в позднем палеозое между формировавшимся сводовым поднятием на севере и прогибом на юге. Интенсивное погружение прогиба к концу перми привело к разрыву земной коры и образованию раздвигов, проникавших в мантию и служивших подводящими каналами для магм.

В целом на Горном Таймыре выделяются три типа магматически активных мантийных разломов и один тип амагматичных коровых разломов. К первому типу относятся субширотные разломы (Клязминский, Становой), сопровождаемые гипербазитами; ко второму типу — субширотные разломы, сопровождаемые интрузиями и вулканитами щелочно-мафитового и мафит-ультрамафитового состава; к третьему типу принадлежат разломы, пересекающие структуры Таймыра в субмеридиональном направлении, сопровождаемые штоками и дайками щелочных и субщелочных формаций; коровые разломы наиболее многочисленны и представлены надвигами, сбросами и взбросами.

## СТРУКТУРЫ АКТИВИЗАЦИИ

Рассматриваемые здесь структуры развивались позже продолжительного времени (не менее 50 Ма) платформенного развития, когда происходило формирование гор, высокоградиентных, сильнодеформированных прогибов, сопровождавшихся интенсивным мантийно-коровым полиформационным магматизмом.

На Сибирской платформе выделяются Лаптевско-Карская, Восточно-Саянская и Алдано-Становая области активизации. Структуры этих областей представляют собой самостоятельные сегменты крупных, часто глобальных тектонических ансамблей, эволюционно обусловленных общим направленным развитием земной коры.

### АЛДАНО-СТАНОВАЯ ОБЛАСТЬ АКТИВИЗАЦИИ

Область многократной фанерозойской активизации охватила в мезозое и кайнозое всю территорию, а в палеозое только ее юго-запад. Каждой эпохе активизации свойственна многоплановая структурно-формационная зональность, поэтому описание области производится по отдельным районам.

Каларский район позднепалеозойской активизации начинается от Жуинского краевого шва, продолжая к востоку крупноплутонический Северо-Байкальский пояс. Район имеет в плане треугольную форму, внутри него крупные и средние плутоны отчетливо тяготеют к южной стороне, в других местах они являются мелкими. Здесь распространены мезоабиссальные формационные ряды, условно отнесенные к двум структурным ярусам, нижний определенно является нижнекаменноугольным, а верхний — доюрским. По редким радиологическим данным возраст плутонов, завершающих верхний структурный ярус, составляет 311—288 Ма. Нижний структурный ярус имеет более простое строение, чем верхний — сильно и контрастно дифференцированный с латеральной зональностью (рис. 31), характерной для всего Северо-Байкальского пояса.

## II

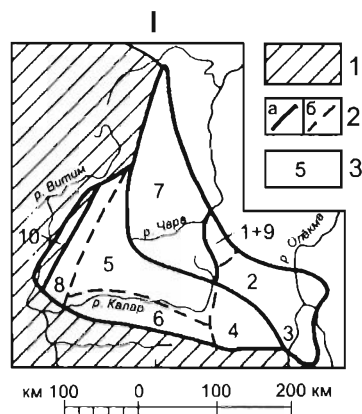
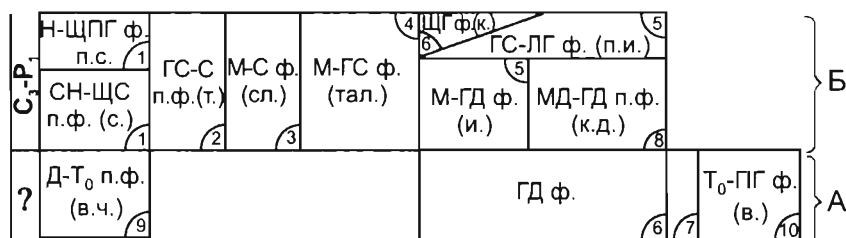


Рис. 31. Корреляция формаций plutонических комплексов позднепалеозойской С—Р активизации Каларского района (сост. Е. П. Миронюк).

I. **Схема районирования:** 1 — Бодайбинский район; (2—3) — Кадарский район: 2 — границы (а — зон, б — подзон); 3 — номера зон и подзон (зоны: 10 — Витимская, 7 — Кодарская, 1+9 — Саку-Олекминская зона в составе подзон: 1 — Сакунской, 2 — Тасской, 3 — Сельхской, 9 — Читкандинской; 4+5+6+8 — Интамакитская зона в составе подзон: 4 — Таламамской, 5 — Северо-Каларской, 6 — Южно-Каларской, 8 — Куду-Делахской).

II. **Петрографические подразделения. Комплексы:** в. — витимский, в.ч. — верхнечиткандинский, и. — интамакитский, к. — кадыркаченский, к.д. — куду-делахский, п.и. — поздненигамакитский, п.с. — послесакунский, с. — сакунский, сл. — сельхский, т. — тасский, тал. — таламамский.

**Формационные подразделения. Формации:** ГД — гранодиоритовая, ГС-ЛГ — граносиенит-лейкогранитовая, М-ГД — монзонит-гранодиоритовая, МД-ГД — монцодиорит-гранодиоритовая, М-ГС — монзонит-граносиенитовая, М-С — монзонит-сиенитовая, Н-ЩПГ — нордмаркит-щелочно-полевошпатгранитовая, То-ПГ — тоналит-плагиогранитовая, ЩГ — щелочногранитовая. Подформации: ГС-С — граносиенит-сиенитовая, Д-То — диорит-тоналитовая, СН-ЩС — сыннырит-щелочносиенитовая.

Витимско-Нюкжинский район многократной активизации на севере и северо-востоке примыкает соответственно к Каларскому и Становому районам Алдано-Становой области активизации, а с запада и юга примыкает к краевым швам платформы, оккупированным крупноплутоническими гранитоидными поясами палеозоя (Витимский шов на западе) и рифея (Тунгокочен-Олекминский шов на юге, косо срезаемый Монголо-Охотским разломом с глаукофансодержащими тектонитами). Обе эти границы остаются спорными, особенно южная. В основу принятого решения положен предполагаемый рифейский возраст гранитовой олекминской формации, ее катабиссальный характер и наличие только среди ее выходов макро-кснолитов метаморфизованных, осадочных и вулканических комплексов, возраст

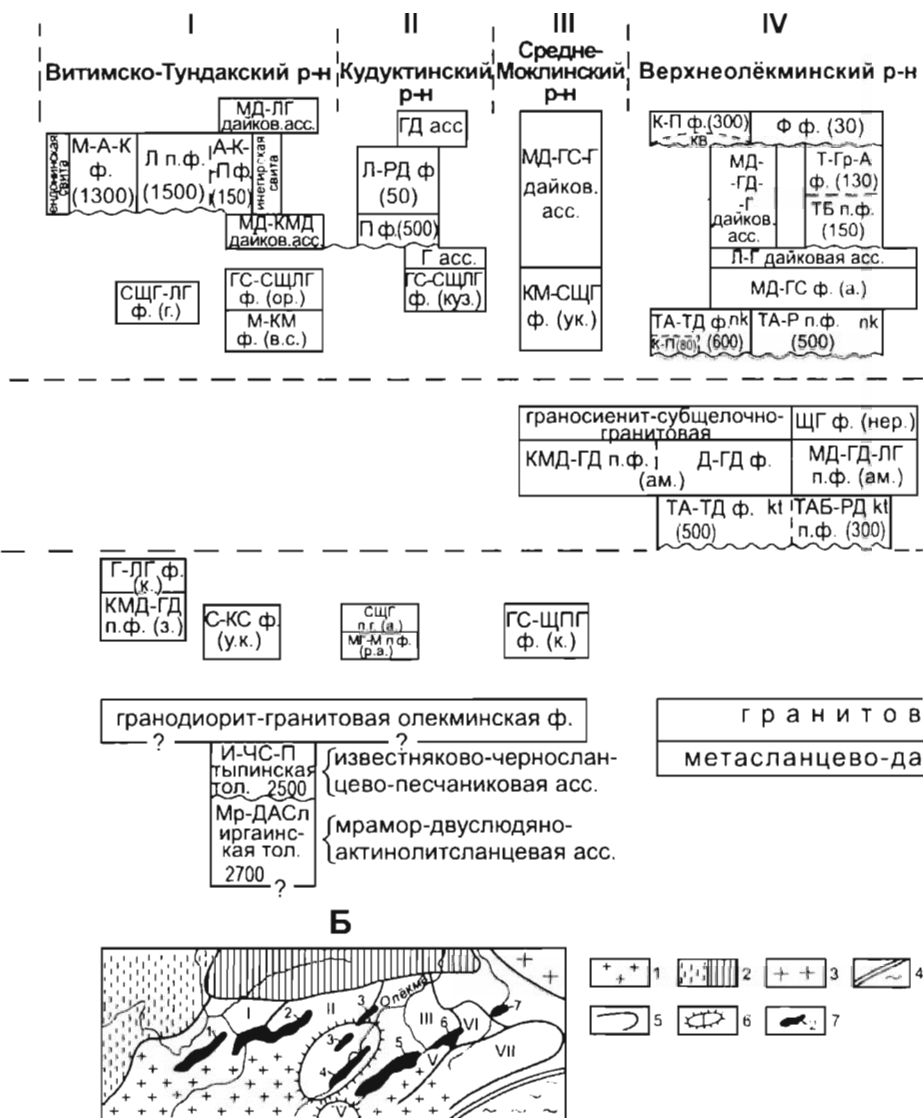
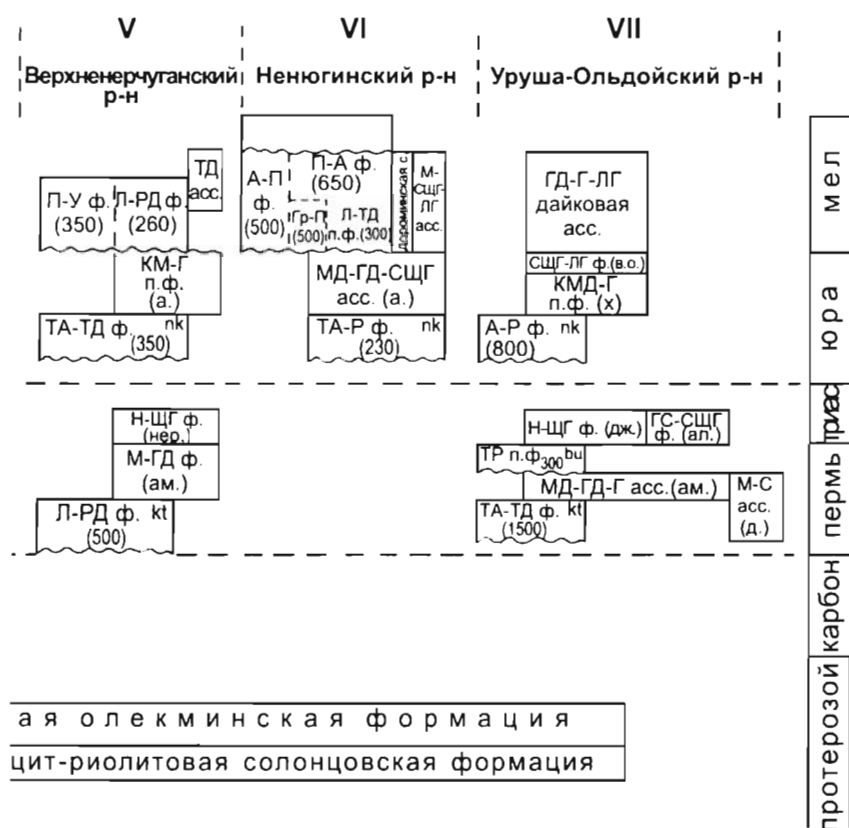


Рис. 32. Корреляция геологических формаций Витимско-Нюкжинской области многократной активизации (А) и схема районирования (Б) (сост. Е. П. МIRONOK).

**А. Формационные подразделения. Формации:** А-К-П — алевролит-конгломерат-песчанниковая, А-П — алевролит-песчанниковая, А-Р — андезит-риолитовая, ГС-СЩПГ — граносиенит-субщелочно-гранитовая, ГС-ЩПГ — граносиенит-щелочнополевошпат-гранитовая, Д-ГД — диорит-гранодиоритовая, КВ — кор выветривания, КМ-СЩГ — кварцевомонцит-субщелочногранитовая, К-П — конгломерат-песчанниковая, Л-РД — латит-риодацитовая, М-А-К — мергельно-алевролит-конгломератовая, М-ГД — монцит-гранодиоритовая, МД-ГС — монцит-граносиенитовая, М-КМ — монцит-кварцевомонцитовая, Н-ЩГ — нордмаркит-щелочно-полевошпат-гранитовая, П — песчанниковая, П-А — песчанниково-алевролитовая, П-У — песчанниково-угольная, С-КС — сиенит-кварцевосиенитовая, СЩГ-ЛГ — субщелочно-гранит-лейкогранитовая, ТА-ТД — трахиандезит-трахидацитовая, ТА-Р — трахиандезит-риолитовая, Т-Гр-А — туфо-гравеллит-алевролитовая, М-ГС — монцит-граносиенитовая, М-С — монцит-сиенитовая.



Н-ЩПГ — нордмаркит-щелочно-полевошпатгранитовая, То-ПГ — тоналит-плагиогранитовая, ЩГ — щелочногранитовая; ассоциации: Г — гранитовая, ГД — гранодиоритовая, ГД-Г-ЛГ — гранодиорит-гранит-лейкогранитовая, Л-ЛГ — гранит-лейкогранитовая, Л-Г — лампрофир-гранитовая, М-СЩГ-ЛГ — монцит-субщелочногранит-лейкогранитовая, МД-ГД-Г — монцитдиорит-гранодиорит-гранитовая, МД-ГД-СЦГ — монцитдиорит-гранодиорит-субщелочногранитовая, МД-Л-С-Г — монцитдиорит-граносиенит-гранитовая, МД-КМД — монцитдиорит-кварцевомонцитдиоритовая, МД-ЛГ — монцитдиорит-лейкогранитовая, М-С — монцит-сиенитовая; подформации: КМ-Г — кварцевомонцит-гранитовая, КМД-Г — кварцевомонцитдиорит-гранодиоритовая, Л — латитовая, Л-ТД — латит-трахидацитовая, М-Г — монцит-гранитовая, МГ-М — монцитгаббро-монцитовая, МД-ГД-ЛГ — монцитдиорит-гранодиорит-лейкогранитовая, СЦГ — субщелочногранитовая, ТАБ-РД — трахиандезитбазальт-риодацитовая, ТБ — трахибазальтовая, ТА-Р — трахиандезит-риолитовая, СН-ЩС — сыннырит-щелочносиенитовая; парогенерации: М-С — монцит-сиенитовая, СП — слюдянопироксенитовая, ПЦПГ — щелочнополевошпатогранитовая, ЩПС — щелочнополевошпатсиенитовая.

**Стратиграфические подразделения.** *Свиты:* бу — белоурумская, kt — куйтунская, nk — нюжинская. **Петрографические подразделения.** *Комплексы:* а. — амуджиканский, ам. — аманский, г. — гуджирский, в.о. — верхнеольдойский, в.с. — верхнесайвакский, д. — дорожный, дж. — джелтулинский, з. — зынский, к. — кылдымский, кр. — крестовский, куд. — кудуктинский, нер. — неречуганский, ок. — оиктинский, ол. — олонгинский, ор. — орогочинский, р.с. — раннесайвакский, с. — сайвакский, у.к. — усть-кочковатый, х. — хаиктинский.

**Б. 1** — магматогенная гранитная (условно протерозойская) зона Алдано-Станового щита; 2 — Байкало-Витимская провинция палеозойской активизации (а — Бурятская область, б — Каларская область); 3 — Становой район мезозойской активизации; 4 — Монголо-Охотская складчатая область и ее краевой шов; 5—7 — структуры и подрайоны палеозойско-мезозойской активизации: 5—6 — подрайоны магматической активизации (5 — ареалы: 1 — Витимско-Тундакский, 2 — Кудуктинский, 3 — Среднемоглинский, 4 — Ненюгинский, 5 — Уруша-Ольдойский), 6 — магматогенные: 1 — Верхнеолекминский, 2 — Верхнеречуганский, 3 — грабены (1 — Ахтаргадинский, 2 — Тундакский, 3 — Среднеолекминские, 4 — Верхнеолекминский, 5 — Тунгирский, 6 — Ненюгинский, 7 — Эльгаканский).

которых определяется неувверенной корреляцией в широком возрастном диапазоне — от раннего протерозоя до позднего палеозоя (600–300 Ma).

В рассматриваемом районе имеются два достоверных стратиграфических уровня (среднеюрский и раннемеловой), по отношению к которым убедительно выделяется только верхний из трех наблюдаемых структурных ярусов активизации (рис. 32), так как более ранние плутоны и вулканиты, последовательность которых мало кем оспаривается, не имеют убедительного возрастного обоснования, отчего и совмещены на схеме сообразно их пространственному расположению. Условно нижний структурный ярус отнесен к карбону, а средний — к перми—триасу.

Размещение плутонов, преимущественно средних и малых, иногда крупных, нередко полиформационных — арсальное, маγμαцентрическое или в составе вулканотектонических структур. Все они вместе с молодыми вулканогенно-осадочными впадинами — грабенами, транзитны по отношению к Тунгокочен-Олекминскому краевому шву.

Ранний плугонический структурный ярус имеет ограниченное распространение и отличается от одновозрастного яруса в смежной Бурятской области активизации повышенной щелочностью всех своих формаций. Средний вулканоплутонический структурный ярус определяет полихронное функционирование магматоцентров и Уруша-Ольдойского вулканоплугонического пояса и характеризуется гомодромным формационным рядом со щелочно-гранитовой формацией завершающей стадии, а также латеральной изменчивостью формаций. Верхний структурный ярус является наиболее разнообразным и полным. Он представлен двумя подъярусами, юрским и нижнемеловым, имеет следы глубокой денудации и формирования кор выветривания. В строении этого яруса ярко представлено несколько стадий дайкообразования, причем ранняя контролируется вулканоплутоническими структурами, а поздняя является автономной. Это выражается как образованием субширотных кулисообразных роев, так и субмеридиональных сквозных росов.

Становой район юрско-меловой активизации располагается у стыка Монголо-Охотского и Охотско-Кылахаского краевых швов платформы и представлен двумя структурными ярусами — юрским и меловым, в составе которых доминируют магматические формации. Осадочные формационные ряды присущи лишь граничным структурам Монголо-Охотской складчатой области.

Юрский структурный ярус только в Удском вулканогене представлен полным вулканоплутоническим формационным рядом, где и установлен послееюрский возраст господствующих в Становом районе крупных плутонов, которые образуют протяженный мезоабиссальный пояс слабодифференцированных умереннокислых гранитоидов. Возраст плутонов в западной части района по предварительным данным не моложе 152 Ma. В границах пояса плутоны имеют четкую северо-западную ориентировку, которая постепенно к востоку изменяется до север—северо-западной.

Меловой структурный ярус неоднородный, в нем сохранились многочисленные выходы вулканотектонических ассоциаций на водоразделах и небольших вулканотектонических депрессиях, среди которых наиболее крупной является Бомнакская. Состав магматических формаций этого яруса подчиняется общей широтной зональности, выражающейся в смене субщелочных формаций нормально-щелочными с запада на восток. Формации завершающей стадии представлены сериями даек сложного состава, которые ориентированы в северо-восточном направлении, вдоль крупноплутонического пояса, выходя за его пределы на двух участках (рис. 33). Небольшие межгорные грабены с каменными углями встречаются довольно редко, а на юге района располагается обширная и долгоживущая (мел—антропоген) впадина, наложенная на краевой шов, вмещающая буроугольные месторождения.

Учуро-Майский район юрско-раннемеловой активизации к востоку от р. Учур ограничен крупными пре- и синкинематическими разломами и включает главным образом ареалы мелких гипабиссальных плутонов разнообразной формы и магмато-глыбовые структуры центрального типа с редкими вулкано-плутонитами, которые размещены в рифейско-нижнекембрийском обломочно-карбонатном комплексе чехла. Их распределение контролируется ортогональной сетью разломов, представленных иногда (Кеткапский) простыми сбросами с амплитудой до 500 м. Отдельное вулканическое поле граничит с крупноплутоническим Джугджуро-Становым поясом, наследующим здесь краевой шов Сибирской платформы (рис. 34). ФР являются существенно магматогенными. Один из них, в западной части района, юрско-раннемеловой с последовательностью от гранодиоритовых формаций к монцонитоидным с промежуточной щелочной формацией натриевого агпайт-миаскитового типа. Второй, меловой, латерально неоднородный, от тоналит-гранодиоритовых формаций на востоке до щелочных калиево-натриевых агпайтового типа на западе, через промежуточные гранодиоритовые формации. Возраст и местоположение в этих рядах кондерской формации определяется условно по корреляции с клинопироксенитовыми парагенерациями юрско-раннемелового ФР.

Алданский район поздне триасово(?) -раннемеловой активизации представлен асимметричным субширотным Алданским сводом ( $H_{\text{свод}} = +1100$  м) с пологим и длинным северным крылом и крутым южным склоном, ограниченным продольным надвигом с трансформными разломами. На севере находятся редкие выходы маломощного ниже-среднеюрского структурного яруса, в то время как на южном склоне свода широко представлены обширные грабен-моноклинали, принадвиговые клинья у которых сильно деформированы и погружены местами до  $H = -3000$  м. Юрско-нижнемеловой структурный этаж грабен-моноклинали является туфо-угленоснообломочным, с хорошо проявленными тремя подэтажами, особенно верхним регрессивным, которые в совокупности синхронизированы с этапностью магматических формационных рядов (рис. 35). Размещение магматических формаций определяется комбинацией субмеридиональных магмогенерирующих разломов с субширотными приповерхностными разломами, продольными по отношению к своду, промежуточные магматические камеры зафиксированы на глубине 10—15 км, а сквозькоровые деформации — ниже и вне них. Магматизм выражен гипабиссальными мелкими плутонитами и вулканоплутонитами (до  $120 \text{ км}^2$ ), сосредоточенными в изолированных ареалах, а также крупных (до  $2000 \text{ км}^2$ ) магмато-глыбовых структурах центрального типа, вертикальная амплитуда глыбовых перемещений в которых достигает 2 км. Широко представлены приразломные гидротермально-метасоматические зоны (в том числе и без видимой связи с магматизмом), а также ареальные метасоматиты, особенно у поверхности несогласия в базальных слоях нижней юры. Помимо заключительной фазы тектогенеза широко проявлена главная фаза на границе юры и мела.

Формации первого этапа магматизма являются гранитоидными субщелочными, второго этапа — щелочные, калиевого агпайт-миаскитового типа, а третьего этапа — монцонитоидными, с хорошо проявленной стадией поздних калиевых лампрофиров с лампроитами. Латеральная изменчивость формационных рядов определяется возрастанием щелочности и калиевости с востока на запад. Граница прироста кремнекислотности фиксируется в центральной части свода диагонально к его простиранию. Несмотря на хорошо установленную последовательность магматических формаций, в конкретных структурах отмечается разновременное проявление сходных формаций.

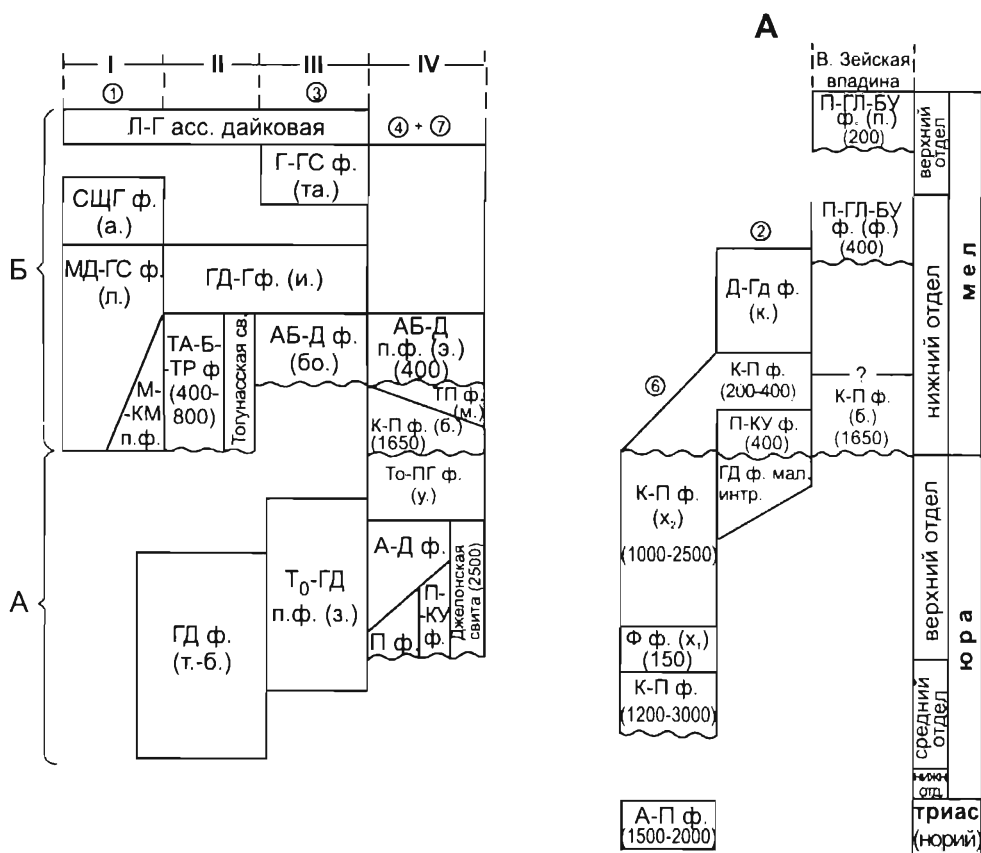
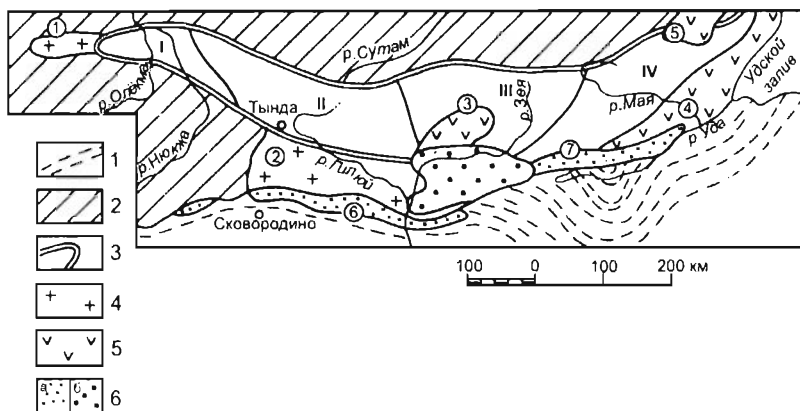


Рис. 33. Корреляция геологических формаций юрско-меловой активизации Станового района (А) и схема районирования (Б) (сост. Е. П. Миронюк).

**А. Стратиграфические и петрографические подразделения. Комплексы:** а. — английский, д. — джугджурский, з. — зейский, и. — ираканский, к. — Кировский, л. — Ларбинский, та. — талгытский, т.-б. — тылинско-бакаранский, у. — удский; свиты: б. — бокопская, бо. — бомнакская, дж. — желонская, м. — мериконская, п. — польпагинская, т. — тогуноская, э. — энукальская, ф. — фильмошкинская, х. — холоджиканская.

**Формационные подразделения. Формации:** А-Д — андезит-дацитовая, А-П — алеврит-песчановая, Г-ГС — гранит-граносиенитовая, ГД — гранодиоритовая, ГД-Г — гранодиорит-гранитовая, Д-ГД — диорит-гранодиоритовая, К-Гр — конгломерат-граувакковая, К-П — конгломерат-песчановая, К-П-Ку — конгломерат-песчаново-каменноугольная, Ку — каменноугольная, МД-ГС — монцодиорит-граносиенитовая, П — песчановая, П-Гл-Бу — песчано-глинисто-буроугольная, П-Ку — песчаново-каменноугольная, Р — риолитовая, ТА-ТР — трахиандезит-базальт-трахириолитовая, То-ПГ — тоналит-плагиигранитовая, Ф — фангомератовая, СЩГ — субщелочногранитовая; подформации: АБ-Д — андезит-базальт-дацитовая, М-КМ — монзонит-кварцево-монзонитовая, ТР — трахириолитовая; То-Гд — тоналит-гранодиоритовая; ассоциации: Л-Г — лампрофир-гранитовая, ТД-МД-Г — трахидиорит-монцодиорит-гранитовая.





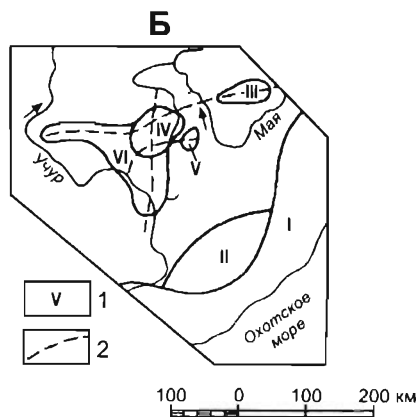
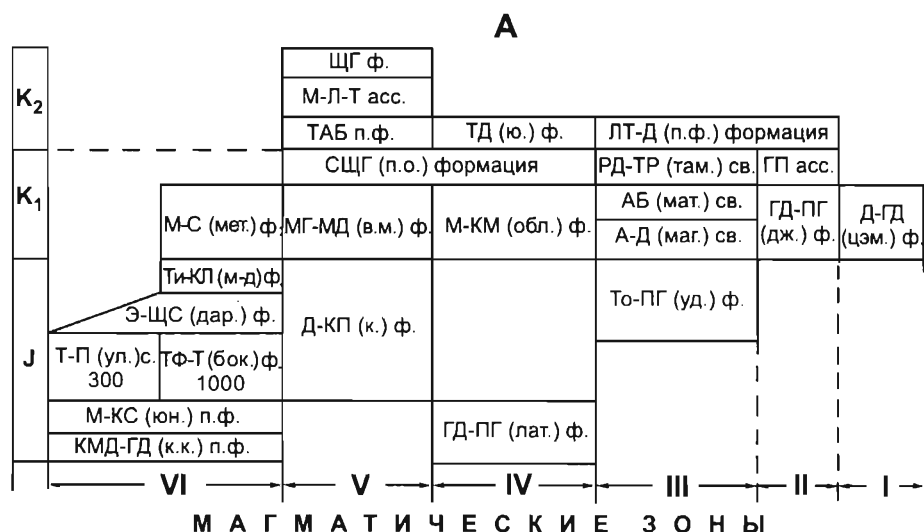
**Б.** 1 — Монголо-Охотская складчатая система; 2 — смежные области активизации Алдано-Станового щита; 3 — Джуджуро-Становой крупноплутонический пояс и его сегменты (I — Олекминский, II — Тындинский, III — Зейский, IV — Удско-Майский); 4 — мелкоплутонические ареалы (1 — Верхнекарарский, 2 — Туринский); 5 — вулканогенные (3 — Бомнакский, 4 — Удской, 5 — Магейский); 6 — пограничные впадины: а — юрско-раннемеловые (6 — Холодужинская, 7 — Боконская), б — мел-неогеновая Верхнезейская.

Чарско-Сутамский район позднепермский(?)—раннемеловой активизации окаймляет с юга Алданский свод и представляет собой горсто-грабенную систему с мелкоплутоническими гипабиссальными ареалами и небольшими вулканоплутоническими полями. Мелкие грабен-синклинали рампового типа кинематически адекватны Южно-Якутскому надвижу, величина перекрытия которым Алданского свода достигает 15 км. В тыловой зоне имеются рифтовые грабены. Структурный этаж этих грабенов является существенно угленосным и погружен в некоторых из них до отметки 3000 м. В отдельных случаях в строении этих этажей участвуют вулканогенные подэтажи, отделенные от угленосных региональными несогласиями (рис. 36). Плутонические ареалы разобщены и между ними отмечаются гидротермоконтролирующие разломы. Трехэтапный магматизм сопряжен с осадконакоплением и характеризуется широким развитием гранитоидов, в том числе в составе полнодифференцированных субщелочных плутонов.

### ЛАПТЕВСКО-КАРСКАЯ ОБЛАСТЬ АКТИВИЗАЦИИ

Охватывает территорию Горного Таймыра, где проявлены две крупные эпохи активизации — позднепалеозойская и мезозойская.

Позднепалеозойская активизация представлена абиссально-мезоабиссальным крупноплутоническим поясом гранитоидов и сосредоточена в Северо-Таймырском блоке, ограниченном с юга Главным Таймырским надвигом субширотного направления, от которого пучком отходят дополнительные разломы северо-восточного простирания. Возраст магматических формаций в хорошо документированных многоэтапных формационных рядах устанавливается со значительной неопределенностью (350—250 млн лет). Формации начального этапа являются синкинематическими и размещены в силлиманитовой подзоне зонального метаморфизма умеренных давлений. Формации конечного этапа — посткинематические с мощными ореолами контактового метаморфизма и хорошо выраженной стадией регионального катаклаза и метасоматизма. Магматическая зональность определяется полнотой формационных рядов и их строением с постепенной сменой с северо-запада на юго-восток абиссальных существенно гранитовых рядов мезоабиссальными существенно грано-



**Рис. 34. Корреляция геологических формаций юрско-меловой активизации Учуро-Майского района (А) и схема районирования (Б) (сост. Е. П. Миронюк).**

**А. Геологические подразделения.** *Свиты:* бок. — бокурская, мат. — майская, мат. — матаринская, тан. — танумская, ул. — улаханская; *комплексы:* в.к. — верхнекондерский, дар. — дарынский, дж. — джугджурский, к. — кондерский, к.к. — кетканский, лат. — латский, м.д. — маюдарынский, мет. — метропольский, обл. — облачный, п.о. — послеоблачный, п.т. — послетанумский, у.м. — уюмляхский, ю.к. — юнокетканский, ю.н. — юнский.

**Формационные подразделения. Формации:** АБ — андезибазальтовая, А-Д — андезит-дацитовая, ГД-ПГ — гранодиорит-плагиогранитовая, Д-ГД — диорит-гранодиоритовая, Д-КП — дунит-клинопироксенитовая, КМД-ГД — кварцевомондиорит-гранодиоритовая, ЛТ-Д — лейкотрахидолеритовая, МГ-МД — монцо-габбро-монцидиоритовая, М-КМ — монзонит-кварцевомонзонитовая, М-С — монзонит-сиенитовая, РД-ТР — риодацит-трахириолитовая, СЩГ — субщелочногранитовая, ТАБ — трахиандезибазальтовая, ТД — трахидолеритовая, То-Пг — тоналит-плагиогранитовая, Гф-Г — тефрит-трахитовая, Т-П — туфопесчаниковая, Э-ЩС — эссексит-щелочносиенитовая, ЩГ — щелочногранитовая; *подформации:* ГП — гранитпорфировая, М-КС — монзонит-кварцевосиенитовая; *ассоциации:* М-Л-Т — мизекит-луяврит-тенсбергитовая, Ти-КЛ — тингуант-калиеволампрофировая.

**Б. 1** — магматические зоны (I — Джугджурская крупноплутоническая, II — Магейская вулканическая; мелкоплутонические: III — Уюмляхская, IV — Ника-Одолинская, V — Кондерская, VI — Кетканско-Гокориканская), 2 — магмоконтролирующие разломы.

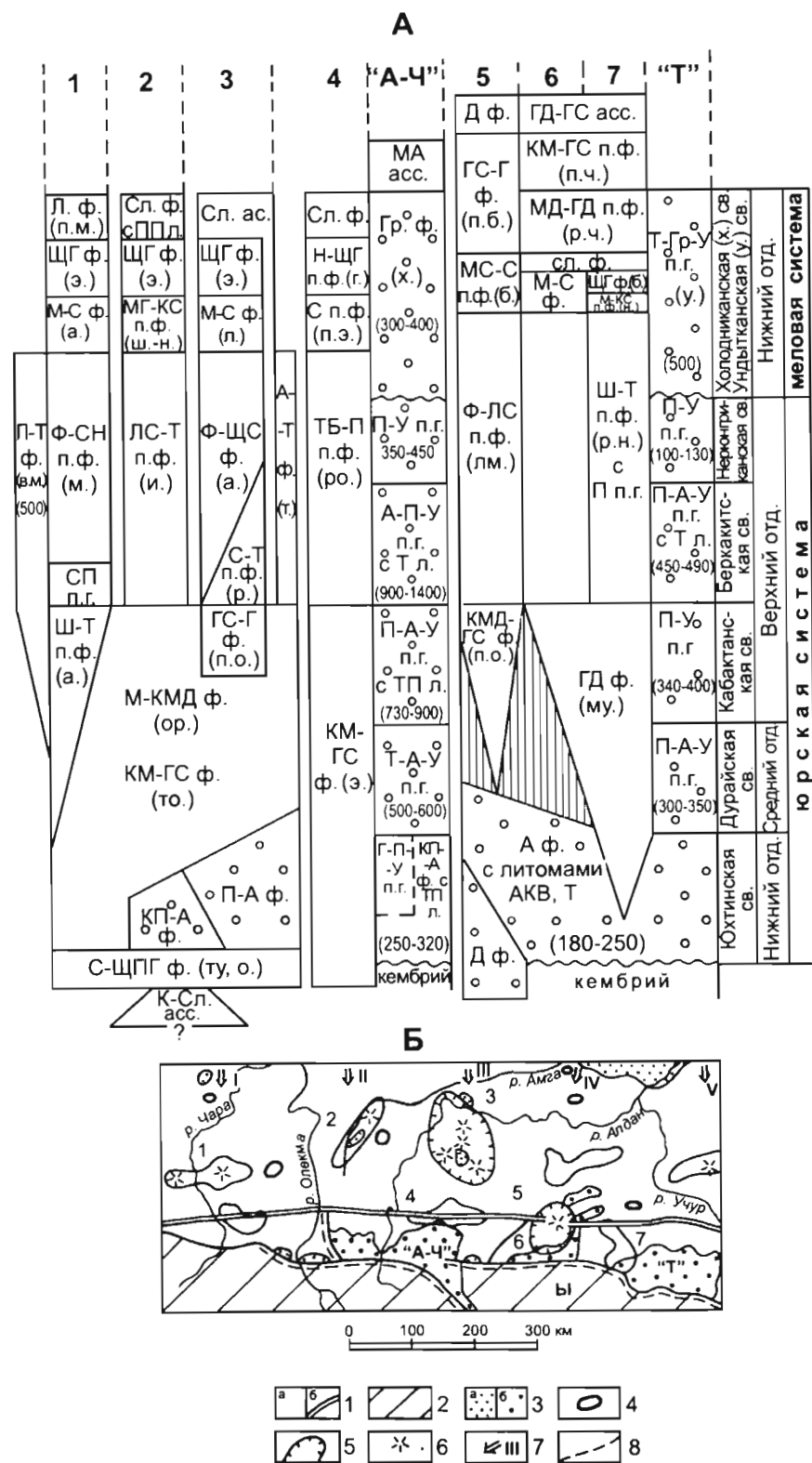


Рис. 35. Корреляция геологических формаций мезозоя Алданского района (А) и схема районирования (Б) (сост. Е. П. МIRONЮК).

**А. Геологические подразделения. Комплексы:** а. — атбастахский, бл. — билибинский, б. — буголлинский, г. — гольцовый, д. — дагалдынский, к. — ияканский, л. — лебединский, лм. — ломанский, м. — мурунский, му. — мукундинский, н. — нингамский, о. — онхойский, ор. — ороченский, п.б. — позднебилибинский, п.м. — позднемурунский, п.о. — позднеороченский, п.ч. — позднечайдахский, ро. — рохминский, то. — торгинский, ту. — туринский, э. — эвенкийский; свиты: т. — томмотская, х. — холодинская.

**Формационные подразделения. Формации:** А — аркозавая, Гр — граувакковая, ГД — гранодиоритовая, ГД-ГС — гранодиорит-граносиенитовая, ГС-Г — граносиенит-гранитовая, Д — дацитовая, КМ-ГС — кварцевомонцит-граносиенитовая, КМД-ГС — кварцевомонциторит-граносиенитовая, КП-А — кварцевопесчаниково-аркозавая, Л — лампритовая (волжидит-минеттовская подформация), Л-Т — лейцитит-трахитовая, М-КМД — монцитит-кварцевомонциторитовая, Ф-ЩС — фергусит-шелочносиенитовая, М-С — монцитит-сиенитовая, П-А — песчаниково-алевролитовая, Сл — сублампритовая, С-ЩПГ — сиенит-шелочно-полевощлатгранитовая, ЩГ — щелочногранитовая; подформации: А-Т — алданит-трахитовая, КМ-Г — кварцевомонцитит-гранитовая, Л — лампритовая (волжидит-минеттовская), ЛС-Т — лейцитит-сиенит-тенсбергитовая, МГ-КС — монцитит-кварцевосиенитовая, МД-ГД — монцитит-гранодиоритовая, М-КС — монцитит-кварцевосиенитовая, Ф-ЛС — фергусит-лейцитосиенитовая, МС-С — меланосиенит-сиенитовая, Н-ЩГ — нордмаркит-шелочногранитовая, С — сиенитовая, С-Т — сыннырит-тенсбергитовая, ТБ-П — тенсбергит-пуласкитовая, ЩТ — шонкинит-тенсбергитовая, Ф-СН — фергусит-сынныритовая; парагенерации: А-П-У — алевролит-песчаниково-угольная, Г-П-У — гравелит-песчаниково-угольная, П-А-У — песчаниково-алевролит-угольная, ПУ — песчаниково-угольная, СП — слюдянопироксенитовая придонная, Т-А-У — туфо-алевролит-угольная, Т-Гр-У — туфо-граувакк-угольная; ассоциации: К-Сл — кимберлит-сублампритовая, МА — метасоматитов ареальных; литомы: АKB — аллохтонных кор выветривания, ПП — плагиолипроксенитовая, Т — туфовая, ТП — туфопесчаниковая.

**Б. 1** — Алданский свод (а) и его ось (б); 2 — Чарско-Сутамская горсто-грабенная область; 3 — выходы юрско-нижнемеловых отложений: а — в грабен-моноклиналях (У — усской, А-Ч — алдано-чульманской, Б1 — ытымджинской, Т — токинской), б — плитных: магмоконтролирующие структуры (4—7) с оцифровкой отдельных структур на схемах районирования и корреляции: 4 — ареалы магматизма (1 — Атбастах-Торгойский, 2 — Амгинский, 4 — Эвотинский, 5 — Гонамский); 5 — магмато-глыбовые структуры центрального типа (3 — Центрально-Алданская, 6 — Билибинская, 7 — Альгоминская); 6 — крупнейшие вулканоплутонии; 7 — направление скрытых мантийно-коровых магмоподводящих разломов (1 — Чарского, II — Амгинского, III — Центрально-Алданского, IV — Билибинского, V — Бокурского); 8 — главные разломы Южно-Якутской взбросо-надвиговой системы.

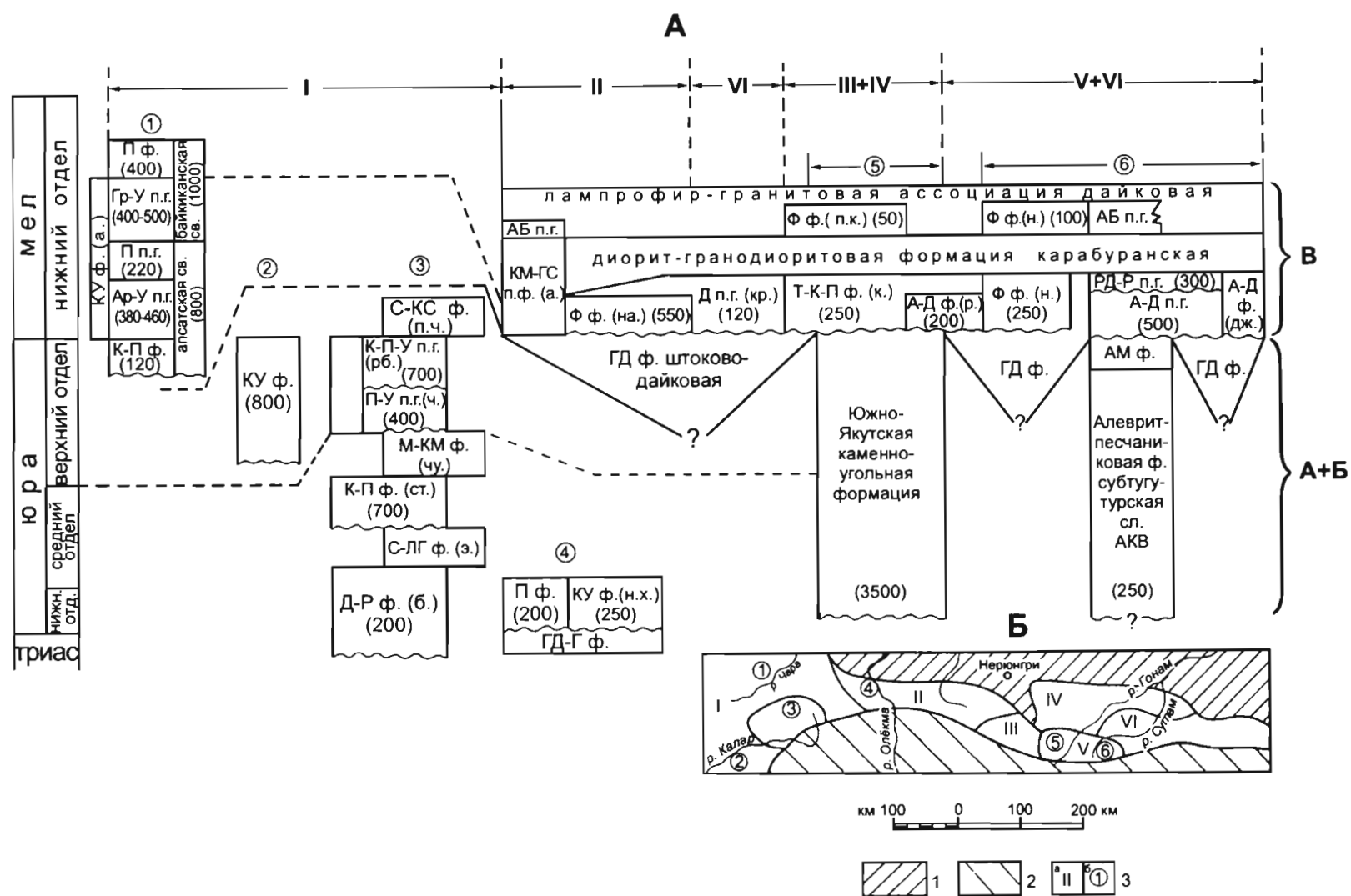


Рис. 36. Корреляция формаций мезозойской активизации Чарско-Сутамского района (А) и схема районирования (Б) (сост. Е. П. МIRONЮК).

**А. Геологические подразделения. Свиты:** б. — бирамьянская, д. — джелиндаканская, кр. — карауловская, н. — неричинская, на. — нагоринская, н.х. — нижнеханнинская, рб. — рыбацкая, р. — ракушки, ст. — станнахская, ч. — четкандинская; комплексы: п.к. — позднекарабуранский, п.ч.у. — позднечукчудинский, чу. — чукчудинский, э. — эйнахский.

**Формационные подразделения. Формации:** АБ — андезитбазальтовая, А-Д — андезит-дацитовая (парагенерация), АKB — аллохтонных кор выветривания, АМ — ареально-метасоматическая, ГД — гранодиоритовая, ГД-Г — гранодиорит-гранитовая, С-ЛГ — сиенит-лейкогранитовая, Д-Р — дацит-риолитовая, К-П — конгломерат-песчаниковая, Ку — каменноугольная, М-КМ — монцитит-кварцевомонцитовая, П — песчаниковая (парагенерация), С-КС — сиенит-кварцевосиенитовая, Т-К-П — туфо-конгломерат-песчаниковая, Ф — фангломератовая; парагенерации: Ар-У — аркозаво-угольная, Гр-У — гравелит-угольная, Д — дацитовая, К-П-У — конгломерат-песчаниково-угольная, П-У — песчаниково-угольная, РД-Р — риодацит-риолитовая; подформации: КМ-ГС — кварцевомонцит-граносиенитовая.

**Собственные названия формаций:** а. — апсатская, в.к. — верхнекаларская.

**Б. 1** — Алданский район; 2 — Джугджуро-Становой район; 3 — Чарско-Сутамский район с оцифровкой его частей: а — грабен-плутонических зон (I — Каларской, II — Верхне-Алданской, III — Верхнетимптонской, IV — Гонамской), Сутамской вулканоплутонической зоны (V) и Нуямской мелкоплутонической зоны (VI), б — отдельных объектов — грабенов (1 — Апсатского, 2 — Среднекаларского, 4 — Нижнеханнинского) и подзон (3 — Чукчуду-Верхнекаларской, 5 — Токориканской, 6 — Джелиндинской).



диоритовыми, местами с хорошо проявленными лейкогранитовыми парагенерациями в формациях третьего этапа. Многоэтапная мезозойская активизация проявлена по всей области. Первый (условно среднетриасовый) этап выражен разломами и складками, где деформации последовательно вырождаются к югу путем смены голоморфной складчатости прерывистой. Находки в деформированных габбродолеритах триаса (?) «шлиров» диоритов, кварцевых диоритов и монцонитов позволяют предполагать появление на этом этапе доскладчатых мелких плутонов. В интервале слабодокументированного времени (240—155 млн лет) после деформации и до накопления позднеюрских отложений на втором и третьем этапах произошло формирование мелких (до 50 км<sup>2</sup>) мезо- и гиабиссальных дискордантных и конформных плутонов пестрого состава, многочисленных разломов, гидротермальных тел. Все они сосредоточены в изолированных ареалах и магматоцентрах, размещение которых контролируется четкой продольно-поперечной сеткой разломов, в которой главные мажорноконтролирующие представлены скрытыми субмеридиональными разломами, а плутоно- и гидротерморазмещающие разломы имеют северо-восточное и субширотное простирания, что особенно характерно для заключительных стадий второго и третьего этапов (дайки калиевых лампрофиров и гидротермальные жилы). Сложные магматические формационные ряды помимо господствующих монцитонитов и гранитоидов включают щелочные формации, преимущественно калиевого агтаит-миаскитового типа, в том числе дайки и рои даек калиевых лампрофиров. Неопределенным является возраст и структурное положение Фадьюкудинского плутона, относимого к формации нефелиновых сиенитов натриевого миаскит-агтаитового типа.

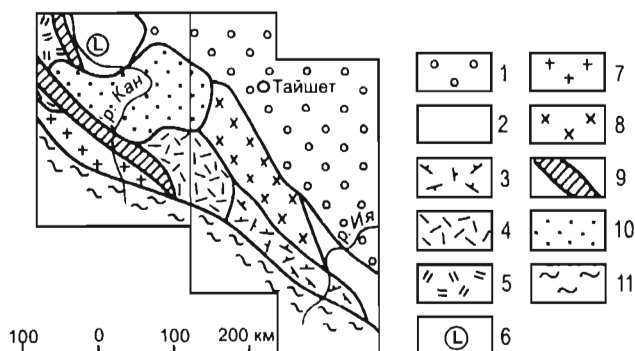
### ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ АКТИВИЗАЦИИ

Эта область охватывает юго-западную окраину Сибирской платформы между Главным Саянским краевым швом и границей недеформированного плитного комплекса. Активизация области многократная, приуроченная к двум крупным эпохам — палеозойской (ордовик—девон) и среднемезозойской—кайнозойской.

Палеозойская активизация характеризуется преимущественно магматическими комплексами, лишь на завершающих этапах формируются небольшие осадочные бассейны, отложения которых перекрыты с резким разрывом турне-намюрскими отложениями. Эта активизация проходила в четыре этапа.

Первый раннепалеозойский (ордовикский) этап определяют разномасштабные плутоны, представленные в Канской зоне кутурминской гранодиорит-лейкогранитовой формацией, а в Агинско-Агульском вулканоплутоническом поясе — бугульминской гранит-лейкогранитовой субщелочной формацией и щелочными гранитами. Не исключено, что здесь определенная часть плутонов, относимых к более молодому огнитскому комплексу, могут оказаться не девонскими, а именно: плутоны ахтарминского типа, относящиеся к гранодиорит-гранитовой формации с тоналитами, а также плутоны улуг-таежного типа в объеме ранней гранодиорит-лейкогранитовой ассоциации. В Тагул-Урикской зоне традиционно к ордовику (?) относится гуникская гранитовая формация с амазонитовыми гранитами и пегматитами.

Второй ранне-среднепалеозойский (ордовик — ранний девон (?)) этап относится к главному структурообразующему этапу палеозойской активизации. Именно с ним связана сложная формационная зональность Восточно-Саянской области (рис. 37). Степень изученности этой области не позволяет убедительно обосновать возраст и объем слагающих ее магматических комплексов, хотя несомненно наличие среди



**Рис. 37. Схема районирования Восточно-Саянской области палеозойской (О—Д) активизации (сост. Е. П. Миронюк).**

**Сибирская платформа.** 1 — плитные комплексы со снятым чехлом каменноугольно-юрских отложений, 2 — фундамент (3–10).

**Восточно-Саянская область активизации.** 3–6 — Агинско-Агульский вулканоплутонический пояс — Нерхинская (3), Агульская (4), Качинская (5) и Порожнинская (6) зоны; 7, 8 — плутонические зоны — Канская (7) и Тагульская (8); 9, 10 — осадочные зоны — Тойбинско-Хильгинская (9) и Балахнинская (10); 11 — Алтае-Саянская складчатая область.

них ордовикских (по данным изотопно-радиологических исследований) и силурийско-раннедевонских (по находкам псилофитовой флоры) образований.

Наиболее яркой структурой этого этапа является Агинско-Агульский вулканоплутонический пояс, где сложный ФР начинается «нерхинской свитой» (2000 м). Тут лейкотрахизабазальт-трахириолитовая формация продолжается трахизабазальтовой и заканчивается огнитской ассоциацией в составе нескольких плутонических формаций (улуг-таежной гранодиорит-лейкогранитовой, красноичильской монцогаббро-кварцевомонцонитовой апатитоносной, нижнеогнитской тенсбергит-нордмаркитовой, максимально развитой среднеогнитской граносиенит-субщелочно-лейкогранитовой плюмазитовой и верхнеогнитской щелочногранитовой). Представляется, что мелкие штоки и дайки хайламинской щелочнополевошпатгранитовой формации с онгонитоподобными порфирами, щелочными метасоматитами завершают этот этап, хотя нередко они рассматриваются как пермь-триасовые.

В Агульской зоне нерхинская свита распадается на две формации: нижнюю ферролейкотрахизабазальтовую (1200 м) и верхнюю трахириодацит-риолитовую с трахитами (1000 м). Огнитская формация является здесь граносиенит-субщелочно-лейкогранитовой. Еще западнее в Качинской зоне быскарская свита состоит из обломочных и вулканогенных (трахит-риодацит-базальтовых) формаций (мощностью до 2000 м), которые завершаются шумихинской гранодиорит-гранитовой формацией. В Порожнинской зоне наблюдаются редкие выходы двух формаций: трахизабазальт-риодацитов (до 400 м) и тенсбергит-нордмаркитовой с нефелиновыми сиенитами. За пределами вулканоплутонического пояса распространены две мелкоплутонические зоны: на юго-западе — канская с рассохинским ФР в составе монцогаббро-кварцевомонцодиоритовой и гранит-лейкогранитовой формаций, на северо-востоке — тагульская с «огнитской» однофазной граносиенит-лейкогранитовой формацией. Третий раннедевонский этап характеризуется узким прогибом с карымовским трахизабазальт-пестроцветнообломочным ФР (до 1400 м). В Тагульской зоне этому этапу могут соответствовать редкие выходы елашской трахидолеритовой формации с пикродолеритами. С позднедевонским (живет-фаменским) этапом свя-

зано образование Балахнинской асимметричной палеовпадины с латерально-изменчивым ФР пестроокрасноцветных мергельно-обломочных формаций, мощность которых возрастает к югу (от 600 м до 1200 м). Среднемезозойская — кайнозойская активизация на юрско-палеогеновом этапе способствовала формированию: в начале — юрских присводовых прогибов (Иркутского туфо-песчаникового мощностью до 500 м; угленосного и ильменит-цеолитоносного с геохимически специализированными углями, а также молласоидных впадин мощностью до 1500 м), а в конце — мел-палеогеновых гидрослюдисто-каолинитовых кор выветривания (до 35 м). На неоген-антропогеновом этапе образуются рифтовые долерит-базальтовые формации ограниченного распространения.

## КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Кайнозойский морфолитогенез охватил всю территорию, структуры этого времени очень разнообразны, так как отражают особенности современного рельефа. Хорошо выделяются цельные демиссионные структуры размером более 1000 км<sup>2</sup>, такие как прогибы и впадины. Поднятия и магматогенные пояса имеют условные границы по ареалам распространения наиболее изученных и типичных представителей геологических образований. Строение и состав представительных разрезов показан на рис. 38. При этом для большинства поднятий и некоторых сильноразрешающихся прогибов и впадин разрезы являются сборными из частных, рассредоточенных в границах структур. По происхождению образования этого времени в основном являются континентальными. Морские и прибрежно-морские отложения характерны только для палеогена северных прогибов и впадин.

Неогеновые вулканогенные образования и дайки Каларо-Джугджурского пояса хорошо коррелируются с формационным рядом Верхнечарского вулканического поля: I — средний миоцен, калиевощелочнобазальтовая базисная формация (до 300 м); II — нижний плиоцен, трахит-щелочнобазальтовая амнуокачинская формация (до 300 м) с аномалиями P, Ti, RM; III — средний плиоцен, трахит-щелочнобазальтовая ксенолитоносная насмуриканская формация (до 450 м); IV — верхний плиоцен — голоцен, двухактная трахибазальт-трахитовая высокожелезистая сыньская формация.

## ПОПИГАЙСКАЯ ИМПАКТНАЯ СТРУКТУРА

Попигайская импактная структура находится на северо-восточном склоне Анабарского щита (71°38' с. ш., 111°11' в. д.) в области развития архейских, преимущественно биотит-гранатовых и других гнейсов и плагиогнейсов, перекрытых пологопогружающимися к северо-востоку осадочными толщами, общая мощность которых достигает 1 — 1,5 км. В их состав входят верхнепротерозойские кварцито-песчаники, кембрийские карбонатные и другие породы, пермские песчаники и алевролиты. Все эти породы инъецированы силлами и дайками раннетриасовых долеритов. На отдельных участках выявлены сохранившиеся от размыва меловые пески и песчаники, местами угленосные.

Попигайский импактный кратер образовался 35,7 млн лет назад в результате падения крупного астероида, имевшего состав обыкновенного хондрита и поперечник в несколько километров. Диаметр образовавшегося кратера составляет около





Рис. 38. Главные области кайнозойского морфолитогенеза (сост. Е. Б. Хотина).

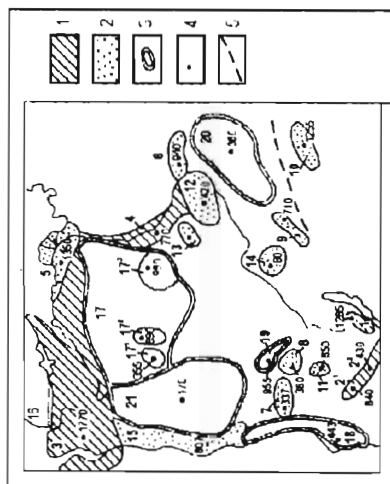
А. Схема корреляции разрезов, номера которых соответствуют областям распространения:

1 — крупные валуны, глыбы; 2 — мелкие валуны, галька, гравий; 3 — песок гранитный, щебень, дресва; 4 — песок; 5 — супесь; 6 — суглинок; 7 — глина; 8 — лавы базальтоидов; 9 — туфы; 10 — кора выветривания; 11 — уголь; 12 — бокситы; 13 — железняки; 14 — золото; 15 — алмазы; 16 — платиноиды; 17 — титаносодержащие минералы.

Б. Схема расположения областей:

1 — протубы: Предбайкальский (1), Предаянский (2) — горная часть, 2<sup>1</sup> — низменная часть, Енисейско-Хатангский (3) и Предверхоянский (4); 2 — впадины: Нижнееланская (5), Нижнеалданская (6), Ангара-Тасеевская (7), Канско-Чонская (8), Чарская (9), Верхнезейская (10), Мурск-Карабульская (11), Центральная якутская (12), Нижневилюйская (13), Бодайбинская (14) и Приенисейская; 3 — поднятия: Таймырское (16), Анабарское (17) — Анабаро-Удженское междуречье, 17<sup>2</sup> — Агамыльско-Мурунское потружение, 17<sup>3</sup> — Тунг-Мархинское междуречье, Енисейского кряжа (18), Чалобецкое (19), Алданское (20), Путорана (21); 4 — суммарная мощность отложенной кайнозой; 5 — магматогенный Каларо-Джугдзурский пояс.

Б



100 км, он хорошо сохранился от эрозии. Округлая в плане импактная структура выделяется в рельефе благодаря дугообразным грядам ее западной части и обширной депрессии в центре, отчетливо видна на космических снимках. Ей соответствует сложное гравитационное поле концентрического строения, состоящее из чередующихся положительных и отрицательных аномалий, а также в целом отрицательная магнитная аномалия.

Основными морфоструктурными элементами кратера являются центральная впадина со слабовыраженным центральным поднятием, кольцевое поднятие брекчированных кристаллических пород, окружающий его кольцевой желоб, в свою очередь окаймленный кольцевой террасой, поверхность которой срезает деформированные породы внешней зоны. Эти деформации (мелкие складки, сбросы, надвиги в осадочных породах и пр.) постепенно затухают в радиальном направлении. Кристаллические породы, которыми образовано кольцевое поднятие и днище кольцевого желоба, несут признаки ударных преобразований и блоковых параавтохтонных перемещений. Предполагается, что такой же характер имеет и кристаллическое основание центральной впадины, где эти черты проявлены наиболее интенсивно. Центральная впадина и кольцевой желоб заполнены продуктами дробления, плавления и выброса кристаллических и осадочных пород — аллогенными литоидными брекчиями и импактатами — зювитами и тагамитами, которые образуют чередующиеся в разрезе линзообразные и пластообразные субгоризонтальные тела. Их суммарная мощность достигает 1,5—2 км. Эти аллогенные брекчии и импактиты частично сохранились и на кольцевой террасе, они встречаются также в виде отдельных пятен в окружении кратера на расстоянии до 70 км от его центра.

Аллогенные брекчии имеют полимиктовый состав и могут быть подразделены на несколько фациальных разновидностей, различающихся в основном по гранулометрии обломочного материала и характере

ру цементации. Отдельные блоки пород в составе брекчий могут достигать нескольких десятков и даже сотен метров в поперечнике. При увеличении содержания в составе литоидных брекчий фрагментов импактного стекла они переходят в зювиты, местами состоящие почти исключительно из обломков такого переплавленного материала. Тагамиты представляют собой частично раскристаллизованный импактный расплав и постоянно содержат примесь мелких кластов, обломков и глыб кристаллических пород. Валовой химический состав импактитов отвечает составу наиболее распространенных в кристаллическом фундаменте биотит-гранатовых гнейсов, за счет переплавления которых они и образовались. По сравнению с гнейсами импактиты содержат повышенные концентрации никеля, иридия и других элементов, указывающие на вхождение в расплав незначительной примеси (до 4—5 %) вещества ударившего тела.

Как в аллогенных брекчиях, так и в импактитах повсеместно встречаются обломки пород и минералов, несущие признаки ударного метаморфизма, включая конусы разрушения, диаплектовые минералы и диаплектовые стекла, мономинеральные и полиминеральные стекла плавления и т. д. Присутствуют также гипербарические минералы, возникшие при твердофазном переходе из кварца (коэсит, стишовит) и из графита (импактный алмаз), содержавшихся в породах, подвергшихся импульсному сжатию. Импактные алмазы являются аксессуарными минералами импактитов и распространены в них на всей площади кратера. Отдельные тела импактитов значительно обогащены импактными алмазами, геологические запасы которых значительно превосходят суммарные ресурсы всех алмазоносных провинций мира. Размыв и пересотложение алмазоносных импактитов приводит к образованию россыпных концентраций импактных алмазов, установленных в аллювиальных галечниках.

Попигайская импактная структура принадлежит к числу крупнейших геологических структур на поверхности суши, возникших при соударениях с выпадающими на Землю малыми космическими телами. По особенностям внутреннего строения и состава развитых в ней пород Попигайский кратер аналогичен многочисленным импактным структурам, выявленным в последние десятилетия на всех континентах [Алмазоносные..., 1998].

## РЕТРОСПЕКТИВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Сибирская платформа впервые была выделена в 1911 г. Л. Делоне как Сибирская глыба, М. М. Тетяевым в 1915 г. — как Средне-Сибирская платформа. Термин же Сибирская платформа (СП) предложен А. А. Борисяком в 1923 г. Л. И. Красный показал, что на платформах, согласно расчету, проведенному П. Н. Кропоткиным и др., высокоскоростной материал распространен от подошвы коры до глубины, превышающей 400 км. При этом кора кратонов соответствует областям деплетированной мантии. Отсюда, по Л. И. Красному, «древние платформы представляют собой самостоятельные крупные неоднородности» [Красный, 1990, с. 8]. Это сложные автономные образования, состоящие из мозаики геоблоков, разобщенных подвижными зонами раздвиговых систем, что отражает схема глубинного строения СП (рис. 9).

О том, что платформа выражена и в глубинных структурах, свидетельствуют обрамляющие ее области, где происходит утолщение земной коры (Саяны, Верхоянье, Енисейский кряж) или ее утонение (Западно-Сибирская платформа, Северный Ледовитый океан и др.). Для древних платформ характерен стационарный термический режим с низким тепловым потоком (ниже  $45 \text{ МВт/м}^2$ ). СП выделяется по замкнутому изолиниям теплового потока с градиентом его значения по границам платформы. Древняя платформа отличается от молодой (Западно-Сибирской) более мощной консолидированной корой (среднее значение около 40 км) и астеносферой (на глубинах 200—300 км). Поверхность Мохоровичича, разделяющая мантийные и коровые оболочки, расположена на СП на глубинах от 32 до 48 км.

Формационные ряды тектонических этапов рифея и фанерозоя СП относятся к ретроспективным тектоническим структурам и геодинамическим обстановкам времени их образования.

Формационные ряды плитных структурно-формационных ярусов относятся к хатакратонным типам структур, формировавшимся в геодинамической обстановке шельфов, аридных и гумидных наземных и прибрежных равнин, а также рассеянного рифтогенеза. В строении хатакратонов участвуют преимущественно автохтонные формации умеренной мощности (до 2000 м), ряды которых образуют карбонатные и карбонатно-терригенные пестроцветные, карбонатно-терригенные и карбонатные, преимущественно известняковые или доломитовые, карбонатно-терригенные сульфатоносные и соленосные пестроцветные, терригенные сероцветные (иногда с примесью карбонатов) и другие СФО.

Формационные ряды пологоскладчатых структурно-формационных ярусов относятся к более широкому спектру ретроспективных структур — к перикратонам, при-

орогенам, авлакогенам, рифтовым системам (редко хатакратонам), образовавшимся в обстановке шельфов, пассивных окраин, предгорных прогибов, аридных и гумидных наземных и прибрежных равнин, инициального рифтогенеза и горячих точек. Перикратоны представлены терригенными сероцветными и терригенно-карбонатными и карбонатными, преимущественно доломитовыми или известняковыми СФО. Приорогены характеризуют ряды формаций, слагающих терригенные красноцветные, терригенные и карбонатно-терригенные красноцветные и пестроцветные и терригенные угленосные СФО. Филократоны являются областью корообразования и характеризуются формациями кор выветривания и магматическими, образующими соответствующие СФО.

Некоторые типы обстановок являются общими для образования рядов формаций плитных, пологоскладчатых и в меньшей мере складчатых структурно-формационных ярусов, слагающих соответственно чехлы платформ, области переходной складчатости, глыбово-грабенные и складчато-покровные структуры.

Континентальные склоны и подножия устанавливаются по присутствию в рядах формаций флишевых и флишеидных формаций (Ленивенско-Челюснинская зона на северном побережье Таймыра), обычно терригенных сероцветных с широким развитием турбидитов. В составе формационных рядов, как правило, отсутствуют карбонатные формации. Формации, образовавшиеся в обстановке шельфа, относятся к терригенным и терригенно-карбонатным доломитового и известнякового состава, реже к эвапоритовым и доломитово-терригенно-кремнистым рядам формаций. В основании формационных рядов обстановок шельфов располагаются терригенные (обломочные, трансгрессивного строения) либо пестроцветные терригенно-карбонатные формации. Карбонатные формации характерны для участков, сравнительно удаленных от береговой линии (нижний кембрий и силур СП). Рифоидные формации приурочены к краевым зонам шельфов. Характерно возрастание мощности шельфовых отложений в сторону открытого моря. Иногда на внешнем краю континента располагается подводный барьер — риф, увеличивающийся по мере погружения шельфа (средний кембрий и поздний турне СП). Проблема обстановок хатакратонных морей решается не эвстатическими подъемами уровня Мирового океана, а зависит одновременно как от формирования океана, так и от формирования внутриконтинентальных депрессий (впадин). В целом шельфы, континентальные склоны и континентальные подножия различаются менее и более глубоководными фациями осадков. Характерным элементом являются крупные конусы выноса на шельфе и континентальных склонах подножий. Большинство структурно-формационных комплексов, относимых к перикратонным опусканиям, представляет собой деформированные отложения шельфа, в частности, в составе перикратонного складчатого рифея западной окраины Сибирской платформы выделяется только комплекс шельфа.

В состав шельфа входят также некоторые подводные плато и массивы. Северный Ледовитый океан в основном представляет собой систему шельфовых морей. Еще М. М. Тетяев определял шельф как равнину, ограниченную стратоизогипсами  $\pm 200$  м в отношении уровня Мирового океана.

Наземные равнины представляли собой обширные ареалы накопления рядов формаций хатакратонных и телеорогенных СФО. Последние сложены терригенными угленосными формациями (гумидный тип) и терригенными красноцветными и пестроцветными формациями (аридный тип). Обстановки типов наземных равнин отвечают стадиям высокого стояния платформы и следуют на смену обстановкам шельфов.

Обстановки рифтов интра- и периконтинентальных характеризуются накоплением рядов формаций пологоскладчатых, глыбовоскладчатых и складчатых (С'ФЯ).

Важнейшими признаками рифтов являются критерии глубинного и формационного уровней. К первым относятся геофизические данные о характере строения и мощности разделов коры, положении границ Мохо и наличии коро-мантийной смеси на границе мантия—кора. Определяющим элементом континентальных рифтов являются грабены, морфологически выраженные рифтовыми долинами, осевые грабены в современных континентальных рифтах на сводовых поднятиях (Восточно-Африканская система, Байкальская система), а также региональные опускания [Рамберг, Морган, 1984]. Формационный уровень определяет разнообразие вулканизма — известково-щелочного, толеитового и щелочного состава. Базальтовый вулканизм представлен на всей площади рифтов, особенно в ранние стадии их развития. На периферии рифтов, реже в осевых их частях, проявляется ультраосновной и ультраосновной-щелочной с карбонатитами (Маймеча-Котуйская рифтовая система) и основной-ультраосновной магматизм (Игарско-Норильская рифтовая система). Мафитовый магматизм часто проявляется первым и приурочен к осевой части рифтовых долин, к зонам инициального рифтогенеза. Проявления щелочно-основного и щелочно-ультраосновного магматизма следуют после некоторого перерыва за мафическим и приурочены к трансформным разломам: кимберлитовые проявления также запаздывают во времени (в пределах заключительной стадии тектонического этапа) и контролируются зонами разломов фундамента, расположенных субпараллельно рифту.

Формационные ряды осадочного типа, возникшие в обстановке рифтов, характеризуются формациями семейств терригенных угленосных (верхнепалеозойская Тунгусская впадина), терригенных красноцветных (нижневендские прогибы западной окраины СП) и сульфатно-карбонатных формаций большой мощности (девонская Кемпендзайская и кембрийские впадины на Сибирской платформе), развивающихся во впадинах и прогибах, ограниченных по боргам системами разломов. Континентальные рифты СП претерпевают со временем незначительные деформации и вещественные преобразования. Наиболее известные межконтинентальные (и периконтинентальные) рифты (Красное море, Калифорнийский залив, западная окраина Гнисей-Хатангского прогиба) характеризуются появлением узкой зоны коры океанического типа по оси рифта.

Авлакогены, по-видимому, являются недоразвитыми рифтами. Рамберг и Морган [1984] со ссылкой на Н. С. Шатского [1964] и Е. Е. Милановского [1981] под авлакогеном понимают «палеорифты на древней платформе, нередко подвергавшиеся последующему сжатию». Проблема образования феноменального по своим масштабам пермско-триасового магматизма Сибирской платформы решается сочетанием обстановок сосредоточенного рифтогенеза для основного-ультраосновного, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного магматизма и рассеянного рифтогенеза для толеитового магматизма. Широкое распространение даек толеит-долеритовых формаций свидетельствует о значительной роли явления раздвигов субстрата, а неоднократное внедрение даек типа дайка в дайке указывает, что при их образовании имели место явления, подобные микроспредингу (рассеянный рифтогенез).

Мантийный диапиризм диагностируется ультрамафическими и щелочно-ультрамафическими формациями, широко распространенными (массивы Кондер, Инагли на Алданском щите, Гули, Одихинча на западном склоне Анабарского щита) и образующими штокообразные тела в «горячих точках».

Коллизионные обстановки, отражающие столкновение континентов, завершают развитие внутриконтинентальных систем, и с позиции тектоники плит характеризуют финальный этап цикла Уильсона. При столкновении континентов образовались горные системы складчатых поясов, находящихся ныне внутри материков как по

окраинам кратонов, так и в нивелированном виде внутри них. Процесс формирования коллизионных структур, состоящих из поднятий и депрессий (предгорных прогибов), длительный, в ходе которого возникают и развиваются новые структурно-вещественные элементы. Важнейшим элементом коллизионных обстановок является шарьяжеобразование. Коллизионные обстановки на платформах диагностируются структурами предгорных прогибов, выполненных терригенными красноцветными формациями (мукунская красноцветная формация субмеридионального нижнепротерозойского прогиба в центральной части СП, излучинская красноцветная формация ранневендского Сухарихинского прогиба на западе СП и др.).

## **ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕГАЦИКЛЫ, ЦИКЛЫ, ЭТАПЫ И СТАДИИ РАЗВИТИЯ**

Эволюция древней СП охватывает события, происходившие на крупных мегахронах Земли, отвечающих становлению литосферы (догеологический, преархейский зон), образованию фундамента (архейский зон), становлению эоплатформенного этажа (нижнепротерозойский зон) и формированию-разрушению чехла платформы (рифейский и фанерозойский зоны). На каждой зоне, представляющем крупный мегацикл, формировались различные структурно-формационные комплексы (СФК), характеризующие условия различных тектонических режимов, на которые иногда накладываются комплексы тектоно-магматической активизации. СФК на каждом мегацикле образовывали свой мониторинг тектонических таксонов. То есть платформы представляют собой часть стратифицированного многооболочечного сегмента планеты Земля (рис. 39).

На догеологическом мегацикле при аккреционном режиме образовались ядро и мантия Земли. На архейском мегацикле формировался фундамент, образованный СФК трех циклов.

В течение раннепротерозойского мегацикла при эоплатформенном режиме формировался промежуточный этаж.

На рифейском и фанерозойском мегациклах в условиях авлакогенно-плитного и плитного режимов формируется чехол платформы и системы складчато-надвиговых краевых структур, а в условиях тектоно-магматической активизации (ТМА) — сводово-глыбовые структуры.

Познание эволюции СП базируется на иерархическом системном анализе разноразличных структур статического и ретроспективного плана, отражающих современное геологическое строение, вскрывающее суксесивные особенности их эволюции. Анализ проводится как по оболочкам глубинного строения коры и мантии, так и по оболочкам (разделам) фундамента и чехла. Последние изучались и сравнивались по четырем классам геоструктур со свойственными им литогенезом, магматогенезом, метаморфизмом, тектоно- и металлогенезом.

Инструментом эволюционного анализа являлся наиболее корректный — структурно-формационный подход с использованием стратиграфического, формационного, петрологического, тектонического, структурного, геофизического и других методов. В эволюции платформ существенное значение имеют процессы, происходящие в оболочках земной коры с одной стороны и в мантии с другой, а также взаимоотношения их с планетарными явлениями.

Начальной стадией развития Земли на догеологическом мегацикле (4,6—3,9 млрд лет) могла быть быстрая гетерогенная аккреция с участием крупных планетозималей, с тенденцией обогащения аккрецирующего вещества более тяже-

лыми металлическими компонентами, разогрев аккреции до частичного плавления, приведшего к началу дифференциации Земли на железное ядро и силикатную мантию, которая являлась одним из источников внутреннего тепла Земли. На динамику протоконтинентальной коры Земли оказывало влияние мощное приливное действие Луны, появившейся возле Земли не позднее 4,2 млрд лет назад, судя по возрасту базальтов Луны. Стадия аккреции завершилась стадией формирования древнейшей земной коры с участием процесса астероидно-метеоритной бомбардировки [Хаин, 1994].

На архейском мегацикле (3,9—2,5 млрд лет) образовалось до 85 % современной континентальной коры, достигшей не менее 35—40 км мощности. Нижний рубеж определен на уровне 3,6 млрд лет. Намечаются элементарные циклы продолжительностью 150—400 млн лет с формационными рядами различного типа. Появление в раннем архее (3,8—3,1 млрд лет) достаточно дифференцированных СФК с широко представленными продуктами ультрамафит-мафитового магматизма, часто высокожелезистого и высокоглиноземистого состава, а также известняков и доломитов, кремнистых отложений и органических остатков при преобладании среди гранитоидов низкокалиевых разновидностей, свидетельствует об отсутствии в наших границах звена, связующего архейский зон с догеологическим зоном.

В позднем архее усиливается контрастность структур комплементарных режимов — вулканических швов и литоплинтов. Появляются первые грубообломочные отложения, широкого разнообразия достигают карбонатные породы, железистые кварциты, возрастает разнообразие органических остатков и разнотипных черных сланцев. Появляются монцонитоиды, крупные массивы двуполевошпатовых гранитов с зонами метасоматоза и слюдообразования. На мегацикле происходит заложение

млн лет	№ п/п галактических годов	мегациклы	режимы	мегаструктуры
	xvii	фанерозойский	рифтогенно-плитный и ТМА	чехол и складчатонадвиговые системы
138				
	xvi			
353				
	xv	рифейский	рифтогенно-авлакогенно-плитный	
570				
	xiv			
787				
	xiii			
1004				
	xii			
1221				
	xi	ранне-протерозойский	зооплатформенный прототектонический	промежуточный этап
1436				
	x			
1655	ix			
1872	viii			
2058	vii			
2308	vi	архейский	«пермобильный»	фундамент
2523				
	v			
2740				
	iv			
2957				
3174	iii	догеологический	метеоритно-аккреционный	первичная протокора
3391	ii			
	i			
3600				
4200				
4600			аккреционный	мантия, ядро

Рис. 39. Схема корреляции галактических годов, мегациклов, режимов и мегаструктур Сибирской платформы (сост. Н. С. Малич).

ние зеленокаменно-гранитоидных, проторифтогенных СФК. Он характеризуется большим разнообразием литоплинтов.

Каркас структур раннепротерозойского мегацикла предопределил заложение рифейских систем рифтов, авлакогенов и других подвижных зон, также неоднократно реактивировавшихся на последующих этапах развития платформы в рифее и фанерозое. На раннепротерозойском мегацикле появляются первые следы эвапоритов, щелочных пород и алмазонасных пикритоидов; среди органических остатков обнаруживаются медузоиды. Широко распространены доломиты, горючие сланцы, в том числе золото- и платиноносные, медистые песчаники, красноцветные молассоиды, проявился гранитоидный магматизм, а также приразломный и ареальный метасоматоз. На раннепротерозойском мегацикле существовал эоплатформенный протократонный режим. Протократонный режим характерен для начала мегацикла с большим разнообразием типов геоструктур. Верхние структурные ярусы протократонного режима приобретают хатакратонный облик, близкий к плитному режиму.

В результате распада архейско-нижепротерозойского кратона (1,7–1,8 млрд лет) и формирования рифейских складчатых поясов и рифтогенных систем заложились границы Сибирской платформы. Границами платформы являются рифейские, поздневендско-раннепалеозойские, среднепалеозойские и позднепалеозойско-раннемезозойские складчатые пояса, отвечающие смене галактических годов и распаду суперконтинентов Гондваны, Лавразии и Пангеи, отчленявших от древних платформ части их. Поэтому современная граница древней Сибирской платформы разновозрастная.

На рифейском—ранневендском и фанерозойском мегациклах в чехле платформы выделяются тектонические циклы, этапы и стадии их развития, структурные ярусы (СЯ) и подъярусы (СПЯ), характеризующиеся рядами осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций [Малич, 1975].

Фанерозойский мегацикл включает следующие тектонические этапы: ранне-рифейский учурский ( $1650 \pm 50$ — $1350 \pm 20$ )\*, среднерифейский — аймчанский и керпильский ( $1350 \pm 20$ — $1000 \pm 50$ )\*, позднерифейский — лахандинский ( $1000 \pm 50$ — $650 \pm 20$ )\* и ранневендский ( $650 \pm 20$ — $620 \pm 15$ ) рифейско-ранневендского мегацикла, а также поздневендско-среднекембрийский (амгинский ярус) и среднекембрийско(майский ярус)-раннеордовикский этапы поздневендско-раннеордовикского цикла, средне-позднеордовикский, силурийско-раннедевонский и раннедевонско-раннекаменноугольный (раннее турне) этапы среднеордовикско-раннекаменноугольного цикла, раннекаменноугольный (позднее турне), среднекаменноугольно-пермский и позднепермско-триасовый этапы позднепалеозойско-триасового цикла, юрский, позднеюрско-раннемеловой, позднемеловой и палеогеновый этапы юрско-палеогенового цикла и кайнозойский цикл (рис. 40). После каждого тектонического этапа платформа испытывала полное или почти полное поднятие и смену структурного плана. Каждый тектонический этап определяется структурно-формационными областями (СФО) и характеризуется свойственными ему палеоструктурами, рядами формаций и минерагенией.

Изучение геологических формаций, закономерной смены их по вертикали (ряды формаций) и горизонтали и созданных ими структурных форм позволяет решать закономерности эволюции тектонических структур платформы во времени и пространстве с установлением этапов тектонического развития, выделением СФО и структурно-формационных зон (СФЗ), характерных для каждого этапа.

\* Указанные этапы образуют единый рифейский мегаэтап.



На рифейско-ранневендском и фанерозойском мегациклах выделяются типичные для них палеоструктуры: хатакратоны, перикратоны, авлакогены, рифты, филократоны, приорогены.

В модели тектонического цикла различаются два этапа: начальный и финальный, причем на раннем этапе преобладают формации трансгрессивной и инундационной стадий и в угнетенной форме присутствуют формации регрессивной и эмерсивной стадий; на позднем (финальном) этапе господствуют формации регрессивной и эмерсивной стадий при незначительном проявлении их на трансгрессивной и инундационной стадиях.

Наряду с начальными и финальными этапами со строгой сменой стадийности имеются тектонические этапы с многократным проявлением стадий трансгрессивно-инундационных или инундационно-регрессивных. Например, на девонском этапе вместо одной трансгрессивной и одной регрессивной стадии выделяются три трансгрессивные и три регрессивные стадии. Такие этапы отражают дополнительную ритмичность в развитии платформ, вызванную, по-видимому, планетарными процессами — прохождением планеты на галактическом пуги через полосу космического «дождя» при коррекции галактического пути. Последняя определила дополнительные вибрации планеты и раскалывание ее, сопровождающееся возбуждением мантии и эскалацией ее дериватов, выносящих со значительных глубин платиноиды, никель, кобальт, алмазы и другие виды рудных (и нерудных) полезных ископаемых. Такие этапы относятся к критическим, они соответствуют малым периодам ( $33 \pm 3$  млн лет) [Rampino, Stothers, 1984] по отношению к большим периодам (220 млн лет), соответствующим обращению Солнечной системы вокруг Галактики.

В древних тектонических циклах чехла платформ полнее выражены начальные этапы и начальные стадии их развития (трансгрессивные и инундационные), в более поздних господствовали конечные этапы и завершающие стадии (регрессивные, эмерсивные). Усилились процессы платформенного магматизма и рудогенеза.

В развитии чехла обозначились рубежи значительного (иногда гигантского) по масштабам проявления магматизма и большого спектра полезных ископаемых, в том числе присущих только платформам и внутриплатформенным рифтам. Это алмазонасные кимберлиты, сульфидные никелево-медные с платиноидами руды, а также месторождения платиноидов,

шкала времени	циклы	этапы
Р		Р
K <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>
K <sub>1</sub>	J-Р	J <sub>1</sub> -K <sub>1</sub>
J <sub>3</sub>		
J <sub>2</sub>		
J <sub>1</sub> <sup>1</sup>		
T <sub>3</sub>		
T <sub>2</sub>	C <sub>1</sub> <sup>t</sup> -T <sub>3</sub>	T <sub>1-2</sub>
T <sub>1</sub>		
P <sub>2</sub>		C <sub>2</sub> -P <sub>2</sub>
P <sub>1</sub>		
C <sub>3</sub>		
C <sub>2</sub>		
C <sub>1</sub>		C <sub>1</sub> <sup>t-v</sup>
D <sub>3</sub>		D <sub>1</sub> <sup>em</sup> -C <sub>1</sub> <sup>t</sup>
D <sub>2</sub>		
D <sub>1</sub>		
S <sub>2</sub>	O <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> <sup>i</sup>	S-D <sub>1</sub> <sup>i</sup>
S <sub>1</sub>		
O <sub>3</sub>		O <sub>2-3</sub>
O <sub>2</sub>		
O <sub>1</sub>	V <sub>2</sub> -O <sub>1</sub>	Є <sub>2</sub> <sup>m</sup> -O <sub>1</sub>
Є <sub>3</sub>		
Є <sub>2</sub>		V <sub>2</sub> -Є <sub>2</sub> <sup>am</sup>
Є <sub>1</sub>		
V <sub>2</sub>		V <sub>1</sub>
V <sub>1</sub>	R <sub>1</sub> -V <sub>1</sub>	R <sub>2-3</sub>
R <sub>3</sub>		
R <sub>2</sub>		
R <sub>1</sub>		R <sub>1</sub>

Рис. 40. Схема корреляции тектонических циклов и этапов чехла Сибирской платформы (сост. Н. С. Малич).

титаномагнетит-перовскитовых и апатит-магнетитовых руд, флогопита, хризолита, алюминия (в нефелине), графита, исландского шпата, самородной меди, оксидов (эмерсивная стадия), платино-, золото-, алмазо- и ильменитовых россыпей (трансгрессивная стадия), гигантских угленосных, соленосных и нефтегазоносных бассейнов (регрессивная стадия).

Направленность в развитии платформы обусловлена как тектоническими режимами самой платформы и ее ближайшего обрамления, так и эволюцией палеоклиматических и палеогеографических обстановок, составом вод Мирового океана, наличием биоса и атмосферы (для современного этапа и ноосферы). Полицикличность геологического развития чехлы платформы прослеживается в виде повторяемости стадий развития (трансгрессивных, инундационных, регрессивных, эмерсивных) структур различных этапов и циклов, иногда существенно редуцированных.

## АРХЕЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Архейский тектогенез осуществлялся в режиме, соответствующем внутрикоровому формированию наблюдаемых тектонических структур. В архее уверенно выделяются три тектонических цикла: алданский раннеархейский, олондиноборсалинский, начальный позднеархейский и тас-миэлинский, конечный позднеархейский.

В алданском цикле выделяются два типа главных структур — литоплинтовые и диалитоплинтовые. Литоплинтовые представлены гранат-силлиманитогнейсовыми СФК. Они сложены обломочными и глинистыми отложениями с переменным количеством кремнистых и карбонатных пород и постоянным присутствием плутонических комагматов толеит-базальт-риодацитового вулканизма и ультраосновных интрузий. Верхние структурные этажи сохранились редко и содержат черные сланцы и повышенное количество вулканитов. Диалитоплинтовые структуры также состоят из двух этажей. Нижний из них представлен плагиоэктогит-гиперстенсланцевыми СФК с протолитами обломочно-вулканогенных образований и кремнистыми породами. Вулканиты распространены неравномерно и относятся либо к коматиит-толеит-дацитовому, либо к толеит-риодацитовому типам. Широко распространены плутонические комагматы. Верхние структурные этажи широко представлены биотит-амфибол-гнейсовыми СФК. В них среди полей массового развития гранитоидов сохранились обломочно-вулканогенные породы с отдельными слоями кремнистых, карбонатных и глинистых отложений (в том числе фосфорноносных). По особенностям вулканизма в них выделяются две разновидности СФК: толеит-риодацитовые и базальт-андезит-риодацитовые.

Повсеместно распространенные гранитоиды алданского цикла различаются по глубине и месту формирования и в целом относятся к двум большим группам: эндербит-чарнокитовой и тоналит-плагиогранитовой, причем мелкомасштабные проявления поздних известняково-щелочных гранитов тяготеют к литоплинтам.

В олондиноборсалинском цикле выделяются литоплинтовые структуры и вулканические пояса. Литоплинты этой второй генерации представлены тремя разновидностями со свойственными им СФК.

Мрамор-гиперстенгнейсовые СФК характеризуются парагенезисом вулканитов с обломочно-глинистыми, известково-доломитовыми, черносланцевыми отложениями. Вулканиты представлены толеитами, трахибазальтами, андезибазальтами и риодацитами (в том числе субщелочными).

Мрамор-амфиболсланцевые СФК характеризуются вулканитами, силикатно-карбонатными (с эвапоритовыми фациями), алевропесчаниковыми и редко кремни-

стыми породами. Вулканиды относятся к ранней толеитовой и господствующей трахибазальт-андезибазальтовой серии.

Мрамор-амфиболгнейсовые СФК включают вулканиды, алевропесчаные, карбонатные, иногда глинистые и кремнистые отложения. Среди карбонатных встречаются галогеноносные. Вулканиды относятся либо к трахибазальт-трахидацитов, либо к трахиандезибазальтовой серии. К плохоизученным относится двупироксенсланцевый СФК, содержащий вулканиды, субщелочные и силикатно-карбонатные породы. На рис. 9 не отображены фрагменты разрушенных литоплинтв второй генерации в составе политипных метаморфических зон с широким распространением осадочных огложений при угнетенном унимодальном базальтоидном вулканизме (нередко субщелочном).

Плутонические образования всех литоплинтв в качестве типоморфных содержат выходы ультраосновных пород, разномасштабные плутоны субщелочных габброидов, гранодиоритов и гранитоидов средне-, реже нижнекоровых.

Амфиболсланцевые вулканические пояса представлены не менее дифференцированными разновидностями. Коматиитовые СФК встречаются редко, образуя одну из разновидностей вулканических поясов в ансамбле других, и, помимо широкого распространения коматиит-толеитовых вулканидов с соответствующими плутоническими комагматами, характеризуются многостадийным развитием и разнообразием габброидных формаций.

Железисто-кварцитовые СФК характеризуются пикробазальт-толеит-риолитовым вулканизмом и угнетенным распространением фаций железистых кварцитов: карбонатной, сульфидной и марганценосной. Другие разновидности амфиболсланцевых СФК идентифицируются по господствующему типу вулканизма и комагматического плутонизма, заметно отличаясь один от другого особенностями седиментогенных пород. Повсеместно ограничения вулканических поясов тектонические либо гранитоидные. При этом здесь и особенно вдали от этих поясов встречаются как купола, так и разгнейсованные деформированные плутоны, в том числе такие, которые формировались на уровне более глубоком, чем уровень метаморфизма супракрустальных пород.

Демиссионные структуры тас-миэлинского цикла сохранились плохо, что обусловлено крупнейшим в истории района гранитообразованием верхнего архея. Обычно они входят в состав политипных метаморфических зон, сопровождаясь кое-где рудонесущими метасоматитами, и слагают тектонические клинья с фрагментами отложений, которые имеют иногда прямые соотношения с вулканическими поясами. Различаются разрезы с двумя типами формационных рядов: конгломерат-сланцевопесчаниковым (изредка с тиллитоидами и карбонатными породами) и песчаниково-сланцево-базальтоидным (ферробазальты, субщелочные базальты, андезибазальты, лейкоандезиты, редко дациты). Интенсивная фаза тас-миэлинского рифтогенеза привела к глубокой инверсии архейской земной коры, благодаря чему ультраметаморфические и плутонические образования этого цикла распространились широко и определяют генетическую сущность выделяемых структур пермобильного режима. В разнообразных по форме и размерам гетероформационно-ретрометаморфических поднятиях, среди более древних и глубинных образований обнаружены две группы плутонических формаций — габброидная и гранитоидная. Первая представлена многочисленными до- и постскладчатыми гелами: как простыми дайками, слабо-структурированными и метаморфизованными (абиссальной природы?), так и дифференцированными штоками, массивами с полиметалльным оруденением. Среди тех и других ранние являются умереннощелочными, а поздние — субщелочными. Гранитоидная группа, нередко с хорошо проявленными в районах утолщенной коры мон-

цонитоидами, представлена батолитоподобными и менее крупными телами до-, син- и постскладчатыми. Иногда синскладчатые массивы сливаются в протяженные гранитоидно-полиметаморфические шовные зоны, характерные и для раннепротерозойских циклов. Анортозит-полиметаморфические шовные зоны определяются присутствием позднеархейских гранулит-анортозитовых поясов, сопряженных с наложенными раннепротерозойскими процессами. Здесь фиксируется тектоническое совмещение различных метаморфических зон, архейских структур и даже полихронных отдельных тел, таких как мантийные плутоны многоуровневого формирования, не говоря уже о плутонах гранитоидно-мангерит-анортозитовой ассоциации и полигенетических гранитоидных ассоциациях. Образование подобных зон связано со сквозькоровыми сдвиго-надвиговыми деформациями, которые структурно моделировались границами литоплинтов и их систем, а геодинамически определялись длительным функционированием тепловой подкоровой аномалии, откуда выплавление больших объемов магмы не сопровождалось разрывом земной коры. Об обширности этой аномалии свидетельствует диагональное к таким шовным зонам размещение по оперяющим сколам цепочек позднеархейских дифференцированных мантийных плутонов. Этими шовными зонами впервые были отчленены достаточно крупные территории (археоплиты), ставшие впоследствии ядром платформ. Выделяются три такие шовные зоны: Котуйкан-Жиганская, Каларо-Джугджурская и Кенгурак-Чогарская. С определенной долей условности к ним можно отнести Онотско-Илимскую политипную метаморфическую зону с сильно-тектонизированным Таргазойским вулканическим поясом. Можно говорить о появлении в конце архея четырех археоплит: Мархинско-Алданской, Уджинской, Становой и Тунгусской, которые в начале протерозоя стали главными областями сноса.

## РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

В процессе раннепротерозойского тектогенеза выделяются три цикла — кодарский, акитканский и улканский. С этим тектогенезом связаны новые тектонические режимы.

Для кодарского цикла устанавливается протократонный режим, типоморфными структурами которого являются протоавлакогены (прил. 5). Протоавлакогенные структуры размещены в центральных областях СП, где образуют две системы разветвленных прогибов, у мест схождения пучка которых формировались глубокие впадины (до 7—8 км). Это структуры длительного унаследованного прогибания, заполненные глинисто-обломочными породами с редкими горизонтами карбонатных отложений и эпизодическим материалом транзитных туфов. В их разрезе отмечаются два-три перерыва, не изменяющие общую конформность залегания всех циклотем, несмотря на присутствие следов перестроек — от простой смены областей питания до разломного олистостроомообразования. Наиболее заметны следы перестроек и несогласий в дистальных частях прогибов и на разделяющих их поднятиях. Нигде не установлен возраст нижних циклотем, отчего проблема соотношения архейских и раннепротерозойских структур остается нерешенной. Плутонический магматизм установлен только в виде силлов, даек, штоков, которые тяготеют, как правило, к бортам прогибов. Ранняя фаза кодарского диастрофизма, сопровождаемая частичным гранитообразованием, затронула лишь борта прогибов. Поздняя формирует высокоградиентную метаморфическую зональность и складчатый рисунок протоавлакогенов, моделированные в значительной степени крупноамплитудными поднятиями архейского основания с надвигообразованием (в северном направлении для Ленско-Удоканской системы и в западном направлении для Тунгусской системы).

Второй, протоперикратонный тип структур с вулканогенно-терригенными прогибами кое-где сопряжен с субокеаническим типом. Поэтому они условно могут рассматриваться совместно и определяют при этом две крупные дуговые системы окраин протоплатформ, а именно, Таймыро-Енисейскую на западе и Олекмо-Учурскую на востоке. Не исключено, что изолированная Тукурингская система являлась связующей между вышеназванными. Протоперикратоны характеризуются разрезами из двух-трех циклов, включающих продукты дифференцированного вулканизма (толеитового, базальт-лейкоандезит-риолитового, субщелочного базальт-андезитового), иногда с турбидитами при невыдержанном объеме карбонатных отложений.

Продукты комагматического плутонизма в определенной степени контрастируют с существенно мантийным плутонизмом, проявленным, как правило, в шовных зонах вдоль и у границ прогибов этого типа. Повсеместно цепочки этих плутонов располагаются в направлении от центра СП. Широко распространенные гранитоиды калиево-натриевого типа эволюционируют от купольных до батолитоподобных, трассирующих протяженные тектоно-гранитоидные зоны (возможно, субколлизийные). Финальные гранитоиды (редко щелочные) выходят за пределы существующих прогибов. Субокеанические прогибы кремнисто-терригенно-вулканогенные с разнообразными телами мантийных пород хорошо идентифицируются как близкие к офиолитовым.

К этому же циклу относится существенное развитие обширной группы структур раннепротерозойского агорализитного режима, которые образовались в результате сильной эндогенной перестройки архейского основания.

Выделяются две основные категории структур — шовные зоны и поднятия. К шовным зонам относятся тектоно-гранитоидные, которые по длительности и степени преобразования разделяются на две разновидности — саянскую со слабыми тектоническими изменениями и билляхскую — с сильными преобразованиями и длительной историей. Другая разновидность шовных зон — тектоно-гетероформационные — развивается на основе гранулит-анортозитовых поясов предыдущего цикла. Здесь сохраняются фрагменты полициклических нижнепротерозойских прогибов и проявления разноглубинного плутонизма, динамо- и ретрометаморфизма, метасоматизма. Они могут рассматриваться как зоны глубинного смятия. Поднятия классифицируются на две разновидности, исходя из амплитудности их воздымания в довендское время, без различия особенностей раннепротерозойского магматизма и метасоматизма. Высокоамплитудные поднятия характеризуются выведением на поверхность нижнекоровых образований, главным образом литоплинтовых, а умеренноамплитудные — средне-верхнекоровых. Во многих случаях проявлена дифференцированность строения таких поднятий, что выражается внутренними шовно-плутоническими зонами, нарушением метаморфической зональности и разновременностью (иногда пульсационной) нарушения изотопных систем протоплит. Общий петрохимический стиль преобразования поднятий первого типа — калиевый, второго типа — натриевый.

Акитканский цикл соответствует смене протократонного режима протоорогенным после крупного этапа диастрофизма. В это время ограниченно развиваются молассоидные протонаваклены — либо как остаточные, либо как новообразованные. Деформация первых завершается внедрением крупных тел габбронорит-анортозит-рапакивигранитовой ассоциации. В латеральном ряду с ней широко развиты крупные тела гранодиорит-лейкогранитовой ассоциации, сопровождаемые широкими ареалами метасоматизма. Особенно широкое распространение в акитканском цикле получают протовулканогены. Это вулканоплутонические пояса, линейные либо узловые. Линейные располагаются вдоль краевых разломов

внутрикратонных зон схождения — Илимско-Котуйской, Даниловско-Вилуйчанской, Приморской, Нижнеудинской — и представлены калбазыкской гранодиорит-субщелочнобазальтовой, акитканской рапакивигранит-трахидацитовой и шамановской трахибазальт-трахидацитовой разновидностями. В агорализитных поднятиях и тектоно-гранитоидных зонах господствуют калиевые гранитоиды, иногда синкинематические, пограничные с постоянным присутствием монцониоидов. Отмечается связь акитканского и калбазыкского протовулканогенов, определяемая цепочками мелких тел гранит-субщелочногранитовой формации. В структурах надвигообразования (аккреции?) гетероформационно-ретрометаморфических зон внедряются катазональные мантийно-коровые магмы (чарнокитоиды и монцониоиды).

В улканском цикле на смену отмирающему протоорогенному режиму приходит протоплитный. Протовулканогены представлены в это время узловой (магмоцентрической) разновидностью, которая образуется у тройного сочленения Амгинско-Чумиканского протоперикратона с разломами других протократонных структур. Здесь, после формирования кор выветривания мощных дифференцированных даек мантийного происхождения, идет накопление обломочно-лейкобазальт-трахириодацитового комплекса, завершаемого мелкими телами щелочных гранитов. В латеральном ряду с коаматами этого комплекса формируются плутоны рапакивигранитовой формации. К улканскому, а кое-где и акитканскому времени приурочено развитие в агорализитных областях калиевых гранитов и крупных фойдолит-полиметасоматических поднятий. Финальный этап улканского цикла связан с образованием кор выветривания и неглубоких прогибов протокатакратонных терригенных прианабарского типа и крипторифтовых вулканогенно-терригенных бириндинского типа. В качестве протократонов выделены поднятия архейского основания, не несущие следов раннепротерозойских изменений. В их пределах имеются дайки долеритовой, габбродолеритовой формации акитканского и улканского циклов, что свидетельствует об их кратонизированном состоянии в это время.

## РИФЕЙСКО-РАННЕВЕНДСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕГАЦИКЛ

Рифейско-ранневендский тектонический мегацикл СП (1650 — 620 ± 20 млн лет) отражает раскол суперконтинента Пангеи с расхождением континентов платформ Лавразийского и Гондванского поясов и заложением Центрально-Азиатского океана. В течение рассматриваемого мегацикла происходит дробление платформы на отдельные блоки с формированием между ними раздвиговых структур «троев», «рифтовых систем», а также первых древнейших хатакратонных, авлакогенных, перикратонных и приорогенных комплексов платформенного чехла. Тектонический мегацикл отражает заложение и обособление СП, окаймляющейся перикратонными и рифтогенными рифейскими и приорогенными ранневендскими системами.

В раннем рифее на гетерогенный архейско-нижнепротерозойский фундамент со структурным несогласием ложится осадочный чехол. Границы древней платформы определяются заложением складчато-надвиговых структур. Раннерифейский ряд формации приурочен к осевым частям палеоавлакогенных (палеорифтогенных) структур, представляя инициальную стадию их развития. Ранневендские формационные ряды располагаются по периферии платформы вдоль рифейских сводовых поднятий, где формировались в условиях присводовых предгорных прогибов. Среди средне- и позднерифейских образований различаются ритмично построенные ряды формаций — два для хатакратонных и четыре для перикратонных структур. Таким образом, на платформе среди рифейско-нижневендских образований единого текто-

нического мегацикла продолжительностью около 1 млрд лет выделяются четыре формационных ряда — нижнерифейский, среднерифейский, верхнерифейский и нижневендский, отвечающие (каждый) по построению рядов и длительности развития этапам фанерозоя.

Надо признать, что первоначальные представления о чрезвычайной длительности формирования единой рифейской зонотемы, превышающей по времени палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры вместе взятые, видимо, неправильны. Каждый из выделенных формационных рядов нижнего, среднего и верхнего рифея, прерываемых проявлениями магматизма и корообразованием внутри так называемой единой рифейской группы, отвечает по длительности фанерозойским тектоническим этапам [Сравнительный..., 1996].

Таким образом, корреляция рифейских образований Сибирской платформы с учетом разрезов Енисейского кряжа и Учуро-Майского района, проводится по формационным рядам, отвечающим раннему рифею ( $1650 \pm 50$  —  $1375 \pm 10$ ) в Учуро-Майском районе (учурская серия), среднему рифею ( $1375 \pm 10$  —  $1080 \pm 50$ ) (аимчанская и керпильская серии и их аналоги) и позднему рифею ( $1080 \pm 50$  —  $650 \pm 20$  млн лет) (лахандинская серия и ее аналоги). Нижнему венду ( $650 \pm 20$  —  $220 \pm 15$ ) отвечает уйская серия и ее аналоги.

В раннем рифее происходила деструкция и заложение внутриконтинентальных авлакогенов, инициальных рифтов и хатакратонов; по окраинам платформы закладываются межконтинентальные рифты. В среднем рифее продолжают развиваться те же структуры и перикратоны. В позднем рифее развиваются авлакогены, перикратоны, внутриконтинентальные и межконтинентальные рифты; широкое развитие получили хатакратонные структуры, сменяющие глубокие, но узкие прогибы (авлакогены). Началу раннего венда синхронна складчатость на Енисейском кряже, в Игарском районе на западе платформы, на востоке Таймыра с формированием предгорных и телеорогенных прогибов. Границы между указанными структурами проводятся по стратиграфическим перерывам и незначительным структурным перестройкам, за исключением раннерифейских и ранневендских структур (формационных рядов), где перестройки структурных планов кардинальные. Мегацикл делится на рифейский мегаэтап и ранневендский этап. Формационные ряды ранневендского этапа залегают со стратиграфическим и структурным несогласием на формациях рифейского мегаэтапа. Граница между рифейским мегаэтапом и ранневендским этапом проходит на уровне  $650 \pm 20$  млн лет.

Таким образом, на рифейском мегаэтапе формировались связанные между собой латеральными переходами хатакратонные, перикратонные, авлакогенные и рифтогенные СФО. На ранневендском этапе развивались хатакратонные и приорогенные СФО. В рядах формаций рифейского мегаэтапа накапливались преимущественно формации трансгрессивной и инундационной стадий; ряды же формаций ранневендского этапа представлены в основном регрессивной и эмерсивной стадиями. Рифейские ряды формаций венчают толеит-базальтовая, трахибазальтовая, толеит-долеритовая формации, характерные для хатакратонных и авлакогенных структур, а также формации трахидолеритов, трахибазальтов, лампроитов, тяготеющих к авлакогенным и перикратонным СФО. Ряд формаций ранневендского этапа завершает толеит-базальтовая, толеит-долеритовая, трахидолеритовая, клинопироксенит-дунитовая, ийолит-карбонатитовая и пикрит-меланефелинитовая формации.

Все эти процессы указывают на последовательное усложнение общего структурного плана тектонического цикла от раннего рифея к раннему венду, постепенную смену внутриплитных хаотично расположенных подвижных зон раннего и среднего рифея (рифты, авлакогены) к зональному их окраинно-плитному распо-

ложению в позднем рифее (пояс перикратонов) и в раннем венде (пояс предгорных прогибов).

**Рифейский тектонический мегаэтап.** Рифейский тектонический мегаэтап (1650 —  $900 \pm 15$  млн лет) знаменует собой распад кратона раннепротерозойской стабилизации в результате рифтогенеза на отдельные блоки с заложением границ платформы. Образование структур мегаэтапа характеризуется резко выраженным структурным несогласием на пенепленизированных архейских и нижнепротерозойских комплексах; исключение составляет северо-запад Анабарского поднятия, где рифейские образования согласно залегают на отложениях нижнего протерозоя. Для севера платформы характерно формирование хатакратонных СФО, занимающих обширные площади от р. Енисей на западе до р. Лена на востоке. Центральная и южная части платформы являлись пенепленизированной частью кратона, лишенной геологической летописи и образующей устойчивое поднятие — филократонную СФО, где господствовали процессы корообразования. По периферии платформы происходили глубокие перикратонные прогибания, участвующие ныне в строении линейных структур Туруханского поднятия, Енисейского кряжа, Восточных Саян, Прибайкалья, Байкало-Патомского нагорья, Сетте-Дабана и Хараулахского поднятия, образуя, по выражению Ю. А. Косыгина, краевые структуры кратона. В остальных местах структуры мегаэтапа погружены под более молодые образования Западно-Сибирской низменности, Приверхоянского либо Енисей-Хатангского прогибов, к северу от которого они появляются на Горном Таймыре.

Формированию рифейских отложений предшествовали обширные поднятия и интенсивная денудация, что привело к терригенному осадконакоплению и выравниванию обширных пространств. Последовавшие затем трансгрессии моря привели к накоплению значительных по мощности терригенно-карбонатных отложений. Эпохи накоплений сменялись регрессиями моря и размывом части ранее накопившихся отложений. Области современных поднятий (Анабарское, Оленекское) частично были затоплены морем. Всего было четыре трансгрессивных ритма, сложенных терригенными и карбонатными формациями. В конце каждого ритма внедрялись интрузии преимущественно толеит-долеритовой формации. На значительных площадях в предвендский период рифейские отложения были полностью размыты. В составе формационных рядов мегаэтапа участвует широкий спектр формационных типов, представленных почти всеми семействами формаций, характерных для платформ, за исключением угленосных, соленосных и некоторых магматических формаций. Накапливались обломочные и пестроцветные терригенно-карбонатные формации трансгрессивной стадии, терригенно-карбонатные сероцветные, карбонатные и кремнисто-карбонатные формации инундационной стадии, красноцветные обломочные формации регрессивной стадии, формации кор выветривания и магматические формации эмерсивной стадии.

В строении геолиты\* мегаэтапа четко отчленяется ее раннерифейская часть (учурийский период), образующая самостоятельный формационный ряд, который приурочен к осевым частям рифтов (Учурский, Улахан-Курунгский и др.), представляя инициальную стадию их развития. Ряды формаций среднего и позднего рифея (мегаэтапа) также образовывали самостоятельные структурные подразделения — хатакратонные и перикратонные СФО. Центральная меридиональная часть платформы представляла собой поднимающуюся область, лишенную осадочного чехла. В конце рифея авлакогены, рифты и перикратоны постепенно перерождались

---

\* Объемное выражение формационных рядов.



в хатакратоны и приорогенные прогибы. Площадь, занимаемая формациями мегатэпа, составляла около 75 % СП. Мощность формационных рядов колебалась от 1400 до 2980 м в авлакогенах, от 4000 до 6000 м в перикратонных прогибах, от 700 до 2000 м в хатакратонах; в складчатых СФО мощность рядов формаций колеблется от 5700 до 7000 м (в восточной части Енисейского кряжа), от 3200 до 6500 м на Иатомском нагорье и до 4000—5000 м на Горном Таймыре.

Климат на СП в раннем рифее был преимущественно теплым и влажным (широкая распространенность кварцевых песчаников, пестроцветных и доломитовых формаций), в начале среднего рифея — теплым и жарким, временами аридным (отпечатки галита и гипса), в конце среднего рифея — более прохладным и влажным (отпечатки кристаллов льда в породах погорюйской свиты); в позднем рифее климат был в основном теплым и влажным.

На рифейском тектоническом мегатэпе выделяются следующие структурно-формационные области: хатакратонная Тунгусско-Котуйская, перикратонные Туруханская, Прибайкальская, Ангара-Питская, Юдомо-Майская, рифтогенные Хараулахская, Уджинская, Игарская, Присаянская, Котуйская, Вороговско-Ангарская, Колосовско-Светлинская, авлакогенные Уринская, Учурская, Иркинеевская, Бур-Оленекская, Центрально-Енисейская перикратонно-раздвиговая, филократонные Анабаро-Тунгусская, Алданская и др. и флишоподная Мининско-Челюскинская (на схеме не показана) (прил. 6). На месте Тунгусской синеклизы под палеозойским чехлом платформы на основании интерпретации геофизических данных и редких скважин выделяется серия блоков (Тунгусский, Тембенчимский, Сурингдинский и др.), разобнесенных узкими прогибами хатакратонной СФО, сложенной терригенными сероцветными и терригенно-карбонатными и карбонатными, преимущественно доломитовыми рядами формации. Не характеризуются Анабаро-Тунгусская погребенная филократонная СФО, Котуйская рифтогенная, Бур-Оленекская и некоторые другие авлакогенные СФО, так как нет вещественных данных.

Тунгусско-Котуйская хатакратонная СФО представляет собой древнейшую структуру чехла платформы, осложненную субмеридиональными поднятиями и впадинами небольшой амплитуды, ныне вскрывающуюся на Анабаро-Оленекской антеклизе. К западу в бассейне р. Котуй СФО сочленяется по латерали с Котуйской рифтогенной СФО, а к востоку в бассейне р. Лена переходит в Хараулахскую рифтогенную СФО. К югу Тунгусско-Котуйская СФО выклинивается. В начале мегатэпа на западе СФО прогибание было наиболее интенсивным; на востоке, вдоль р. Лена, формируется конседиментационный Приленский вал. В бассейне р. Солооль, в сторону Приленского вала мощность формаций уменьшается от 200 до 90—60 м, грубозернистые породы сменяются мелкозернистыми. Обломочный материал отлагался в прибрежной части бассейна вдоль суши, на которой размывалась каолинистая кора выветривания, на что указывают кварцевый состав пород и присутствие каолинита. В СФО накапливались два ряда формаций, обладающих выдержанностью состава, незначительной мощностью на поднятиях и увеличением ее в конседиментационных впадинах. Нижний раннерифейский хатакратонный терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно доломитовый ФР на современном Анабарском поднятии представлен лабазтахской глауконитово-конгломератово-алевролитово-песчаниковой, усть-ильинской алевролитово-аргиллитовой, глинисто-известняково-доломитовой, доломитовой и кварцево-песчаниковой (котуйканская свита) формациями, мощность их 540—750 м. Кора выветривания и интрузии долеритовой формации заканчивают раннерифейский РФ. Радиологический возраст их от 1265 до 1470 млн лет [Олейников, 1983]. На Оленекском современном поднятии нижний ФР слагают сыгынахтахская глауконитово-конгломератово-

алевролитово-песчаниковая, кютюнгинская кремнисто-песчаниково-доломитовая и кремнисто-доломитовая формации мощностью от 420 до 510 м, коррелируемые с раннерифейским хатакратонным РФ Анабарского поднятия. Верхний ряд на Анабарском поднятии слагают глинисто-кремнисто-доломитовая (низы юсмастахской свиты), песчаниково-доломитовая, доломитовая, кремнисто-доломитовая (верхи юсмастахской свиты) формации мощностью от 120 м на востоке до 100 м на западе поднятия.

На Оленекском поднятии средне-верхнерифейский формационный ряд редуцирован и представлен только тремя трансгрессивными ритмами (арымаская, дебенгинская и хайпахская свиты, от 650 до 1470 м), образующими хатакратонный карбонатный и карбонатно-терригенный пестроцветный ФР. Первый ритм слагают пестроцветная карбонатно-глинисто-песчаниковая (низы арымаской свиты, 380 м) и гольцит-базальтовая (верхи арымаской свиты, 30 м) формации; во втором ряду выделяются пестроцветная песчаниково-доломитовая (низы дебенгинской свиты, 300 м) и доломитовая (верхи дебенгинской свиты, 150 м) формации; третий ряд образуют туффиново-песчаниковая с базальтовой пирокластикой (низы хайпахской свиты, 90 м) и туффиново-карбонатная (верхи хайпахской свиты, 100 м) формации. Интрузии долеритовой формации (радиологический возраст 900—1000 млн лет) внедрились в конце мезозоя на обоих поднятиях. Мезозой заканчивается маломощными корами выветривания, свидетельствующими о паузе на границе рифейского мезозоя и раннекембрийского этапа. В целом для СФО характерны трансгрессивные, инундационные и эмерсивные стадии развития. Состав формаций, стратиграфическая их привязка и мощность показаны на схеме корреляции формационных рядов Анабаро-Оленекской антеклизы.

Туруханская перикратонная СФО охватывает полосу линейных пологоскладчатых поднятий на западной окраине платформы от бассейна р. Шориха на севере до бассейна р. Сухая Тунгуска на юге. Ю. А. Косыгин и И. В. Луцкий выделили ее как перикратонную структуру, В. И. Драгунов и Т. К. Баженова отнесли ее к авлакогену. Характеристика области дана по материалам А. Е. Мирошникова с добавлениями авторов. В области накапливались четыре ряда формаций среднего и позднего рифея, мощность которых изменяется от 4500 м на западе до 3500 м на востоке. В начале образовался среднерифейский стрельногорский терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно известняковый ряд формаций, сходный с разновозрастным рядом формаций восточной окраины Енисейского кряжа. Формации верхнего рифея, относящиеся ко второму, третьему и четвертому рядам туруханского перикратонного терригенно-карбонатного и карбонатного преимущественно доломитового формационного ряда, также коррелируются с формационными рядами востока Енисейского кряжа. Вещественный состав, мощности формаций и их стратиграфическую привязку иллюстрирует схема корреляции формационных рядов Туруханского складчато-надвигового поднятия. В строении всех четырех рядов формаций господствовали трансгрессивные и особенно инундационные стадии развития, регрессивные стадии редуцированы, эмерсивная стадия наиболее широко развита в конце четвертого ряда. К востоку в сторону филократона опускания затухали с сокращением мощностей и выпадением из разреза формаций. К западу геологическая СФО круто обрывается Енисейским разломом; к югу она латерально переходит в перикратонные ряды формации, вскрывающиеся на Енисейском кряже. К северу она прослеживается до бассейна р. Курейка и дальше вскрывается в районе г. Игарка в виде рифтогенной СФО. Базальные горизонты нижнего РФ несут признаки накопления в неглубоком бассейне. Колонии водорослей редки. Обломочный материал приносился с северо-запада, о чем свидетельствуют наклоны косой сло-

стости, простираание галек и ориентировка ряби течений. Карбонатность илюшкинской глинисто-известняковой формации увеличивается снизу вверх, знаки ряби, трещины усыхания указывают на мелководные морские условия накопления формации. Горизонтальная слоистость и симметричная рябь сухотунгусской кремнисто-доломитовой формации указывает на мелководный режим теплого бассейна, сменявшийся более глубоководными условиями зоны шельфа в позднее сухотунгусское время. В коврижжинской кремнисто-доломитовой формации преобладают доломиты и известняки, образовавшиеся в зоне шельфа. Накопление мироедихинской пестроцветной песчано-глинистой формации происходило в мелководном бассейне.

Анализ распределения малых элементов в породах формаций Туруханской СФО [Мирошников, 1968] отвечает контрастной модификации упорядоченного типа и характерен, по Н. М. Страхову, для отложений крупных морских бассейнов с равнинной водосборной площадью и развитой корой химического выветривания. Туруханская СФО отвечает линейному прогибу, заложившемуся на пенепленизированном нижнепротерозойском основании, охваченном процессами корообразования. Туруханская СФО — звено в цепи рифейских линейных структур от Таймыра на севере до Енисейского кряжа на юге.

Центральноенисейская перикратонно-раздвиговая СФО развивалась на месте Енисейского кряжа. Область изучали Д. Мессершмидт, А. К. Мейстер, П. С. Паллас, А. В. Лесгафт, Д. И. Мусатов, Г. И. Кириченко, Е. К. Ковригина и многие другие геологи. В СФО вскрываются три продольные СФЗ, намеченные еще Г. И. Кириченко, позднее обоснованные Е. К. Ковригиной и др. Восточная Ангаро-Питская перикратонная, сложенная в основном амагматическими рядами формаций, слагающая Восточный синклиний, западная Вороговско-Ангарская раздвиговая, сложенная в основном осадочно-вулканогенными со спектром глубинных магматических формаций ультраосновного состава, представляющая Исаковско-Вороговский синклиний, и центральная Центральноенисейская (промежуточная), слагающая Большепитский синклиний. Формирование складчатости в западной СФЗ и пологой складчатости в восточной СФЗ произошло в конце рифея, но современная их структура продолжала формироваться в раннем венде. Во всех трех СФЗ различаются три стадии развития с сокращением мощности и сменой состава от тонкозернистых вулканогенно-осадочных формаций в западной СФЗ до терригенных и терригенно-карбонатных, лишенных вулканогенного материала, в восточной СФЗ. На ранней стадии накапливались нижнерифейский верхнесухопитский терригенный и терригенно-карбонатный и среднерифейский тунгусикский терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно известняковый ряды формаций, сопровождающиеся в западной СФЗ внедрением гипербазитов и габброидов (токминский комплекс). Типичного флиша на Енисейском кряже нет, о чем свидетельствуют повсеместно развитые мелководные строматолитовые известняки, чередующиеся с пачками терригенных и глинисто-сланцевых пород. Прогиб формировался в условиях отсутствия контрастности рельефа, где временами возникали благоприятные обстановки для образования ритмично-слоистых толщ. Гипербазиты и габброиды указывают на рифтогенную природу прогибов.

Области сноса располагались на левобережье Енисея и к востоку от Енисейского кряжа. В конце раннего рифея внедрились массивы гранитов (тейский комплекс, 910—930 млн лет). В конце среднего рифея произошла складчатость, сопровождаемая внедрением гранитов татарско-яхтинского комплекса (650—850 млн лет) и габбро-долеритов токминского комплекса. Анализ вещественного состава и мощностей формаций рифея (сухопитская эра), проведенный Э. Ф. Румянцевой, показал, что в северной части кряжа развивались структуры северо-восточного простираания

и почти меридиональные — в южной. Направление и положение палеоструктур не совпадало с направлением современной структуры Енисейского кряжа, явившейся результатом позднейших тектонических процессов. В конце позднего рифея территория кряжа испытала общее поднятие и смену структурного плана, на котором в условиях орогенного режима закладывались прогибы, разделенные остаточным Лебяжинско-Беретским поднятием. На раннеорогенной стадии, в лагунных условиях при гумидном климате, накапливались ослянский карбонатный и карбонатно-терригенный пестроцветный (в восточной зоне), димганский (в центральной зоне) и вороговский (в западной зоне) терригенно-красноцветные молассоидные ряды формаций. Одновременно внедрялись массивы лейкогранит-аляскитовой (глушихинский комплекс) и нордмаркит-щелочно-гранитовой (климовский комплекс) формаций. Синтенсификацией поднятий в Вороговской зоне начали накапливаться молассовые формации при умеренном и достаточно влажном климате.

В конце каждого формационного рьята, отражающего определенную стадию развития Енисейского кряжа, проявлялись процессы складкообразования и небольшие перерывы в осадконакоплении. Существенный перерыв произошел в предраннеорогенную стадию до формирования молассоидных формаций ослянского, димганского и вороговского рядов формаций. Осадконакопление на двух ранних стадиях (позднесухопитской и тунгусикской) характеризовали условия погружения морского бассейна с ритмичным строением слагающих их рядов формаций. Осадконакопление на раннеорогенной стадии происходило в изолированных прогибах, представлявших собой лагуны.

Прибайкальская перикратонная СФО прослеживается узкой полосой вдоль юго-восточной границы платформы по северо-западному побережью оз. Байкал и сложена средне-позднерифейским сероцветным терригенным РФ, испытавшим впоследствии пологую деформацию. К северо-западу и западу в сторону филократона СФО постепенно выклинивается, а к северо-востоку переходит в перикратонную Патомскую СФО. Мощность формаций СФО от 700 до 2800 м. В пределах СФО формировались глубокие (до 4000 м) Бугульдейская и Иликтинская конседиментационные впадины, разделенные Ангинским поднятием. СФО изучали М. М. Тетяев, Е. В. Беличенко, И. К. Королук, В. Д. Мац и др. В СФО накапливались среднерифейские голоустенская аркозвая конгломератово-алевролитово-песчаниковая, улунтуйская терригенно-фитолитовая и верхнерифейская качергатская флишоидная песчано-глинисто-алевролитовая формации, формирование которых происходило в условиях шельфа пассивной окраины платформы. Мощность голоустенской формации меняется от 500 м во впадинах до 150—100 м на поднятиях и выклинивается в сторону Ангарского филократона. Терригенно-фитолитовые формации (И. К. Королук) приурочены только к миогеосинклинальным прогибам и подчеркивают перикратонный тип СФО. Качергатская флишоидная терригенная формация замещается к востоку флишевой формацией (Е. В. Павловский, В. Г. Беличенко), а в сторону филократона — песчано-глинисто-алевролитовой формацией. Флишоидная формация является отголоском предорогенной стадии области, расположенной восточнее.

Уринский авлакоген в начале рифея был охвачен большой трансгрессией моря, соединявшегося с морем Юдомо-Майского прогиба. Вдоль восточной и западной границ обеих структур располагались суши, которые вплоть до венда были источниками сноса материала. Наиболее крупной трансгрессией была трансгрессия валюхтинского (уринская и дикиминская) времени, когда море затопляло большую часть западного склона Алданской суши. Характерной чертой авлакогена было терригенное сероцветное грубообломочное осадконакопление. Рельеф в областях суши (лжемкуканское время) был контрастным, а в дальнейшем происходило его сниже-

ние. С карбонатными формациями было связано накопление значительных масс углеродистого вещества.

Юдомо-Майская перикратонная СФО (Майская, по Ю. А. Косыгину) расположена вдоль юго-восточной границы платформы, в Юдомо-Майском прогибе, где вскрывается лучший разрез сибирского рифея, являющийся его гипостратотипом [Семихатов, Серебряков, 1983]. Юдомо-Майский прогиб изучали Б. С. Бобин, П. Д. Трофименко, В. А. Ян-Жин-шин, А. П. Кропачев и др. Большая мощность формаций (до 12 км), линейный характер структур и интенсивное проявление разломов, а также проявление толеит-долеритовых, клинопироксенит-дунитовых и ийюлит-карбонатитовых формаций сближает область с рифтами. В области накапливались три ряда формаций; каждый ряд формировался на трансгрессивной, инундационной, а гретий и на эмерсивной стадиях развития этапа. Нижний ряд составляет среднерифейский аймчанский терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно доломитовый ряд формаций, залегающий трансгрессивно на архейских и нижнепротерозойских образованиях. Мощность формации увеличивается от десятков метров в краевых частях области до 5000 м в ее центре. Источником сноса материала в мелководный морской бассейн являлись локальное Омнинское поднятие и районы Алдано-Станового щита. Латеральное замещение формаций с увеличением терригенного материала в восточном направлении указывает на второй источник сноса, расположенный в районе Охотского моря.

Второй ряд формаций составляет среднерифейский керпильский терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно известняковый, испытавший впоследствии пологие деформации. Он трансгрессивно залегает на формациях чехла и фундамента. Третий ряд составляет верхнерифейский лахандинский карбонатный и карбонатно-терригенный пестроцветный РФ, испытавший впоследствии пологую деформацию. Битуминозная глинисто-известняковая (малгинская) формация второго ряда является древнейшей нефтематеринской формацией юго-востока СП. На поверхности ципандинской доломитовой формации второго ряда развивались коры выветривания, в которых установлены бокситы, характеризующие первую бокситоносную эпоху в Сибири, связанную с развитием пенепленизированного филократона в долахандинское время (960—980 млн лет). Формации лахандинского ряда, формировавшиеся после деструкции филократона, относятся к продуктам разрушения кор выветривания с железорудной минерализацией. При этом гематитовые и шамозитовые руды приурочены к базальным горизонтам формаций, а лимонитовые и сидеритовые — к более высоким частям разреза. Мощность аймчанского и керпильского формационных рядов увеличивается в северной части Юдомо-Майского прогиба и выклинивается к западу в сторону Омнинского поднятия и Майской впадины. Аймчанский и керпильский РФ в Юдомо-Майском прогибе полого деформированы и переходят по латерали в хатакратонные ряды меньшей мощности.

Хараулахская рифтогенная СФО вскрывается на северо-востоке платформы на Хараулахском горстовом поднятии, отделенном разломами от хатакратонной Тунгусско-Оленекской СФО. На значительную мощность геолиты СФО указывают гравиметрические расчетные данные гипсометрического положения фундамента, залегающего на глубине 12 км. В СФО накапливались два РФ среднего и позднего рифея, в два раза превышающие мощность синхронных формаций соседней Тунгусско-Оленекской хатакратонной СФО. Нижний ряд составляют пестроцветная туффитово-аргиллиговая (низы укгинской свиты, 100 м), кремнисто-доломитовая (верхи укгинской свиты, 50 м), доломитовая (низы эзлехской свиты, 350 м) и толеит-долеритовая формации. Верхний ряд представляют залегающая с размывом на толеит-долеритовой формации пестроцветная алевритово-известняковая (средняя

часть эсэлехской свиты, 40 м), известняковая (верхи эсэлехской свиты, 155 м) и кремнисто-доломитовая (нэлегрская свита, 250 м) формации. Верхний ряд представляют пестроцветная аргиллитово-известняковая с обилием прослоев тефроидов (низы сизтачанской свиты, 330—360 м), туффиго-песчаниковая (средняя часть сизтачанской свиты, 15 м) и кремнисто-доломитовая с прослоями туфитов (верхи сизтачанской свиты, 20 м) формации. Последний ряд заканчивают покровы лав толеит-базальтовой формации. В верхнеэсэлехской известняковой формации характерна бугристая поверхность наложения, следы мутьевых потоков и локальные размыты, а также экзотические глыбы (размером 20—50 м), указывающие на склоновые (эдафагенные) условия формирования формации, расположенной внутри рифтовой долины.

Уджинская рифтогенная СФО вскрывается на одноименном горстовом поднятии на севере Анабаро-Оленекской антеклизы, отделенном от Тунгусско-Оленекской хатакратонной СФО субмеридиональными разломами, входящими в рифтовую систему. В СФО накапливались четыре ряда формаций. В начале накапливался нижнерифейский улахан-курунгский карбонатный и карбонатно-терригенный пестроцветный ФР, представленный пестроцветной глинисто-известняково-песчаниковой (низы улахан-курунгской свиты, 200 м) и кремнисто-доломитовой (верхи улахан-курунгской свиты, 400 м) формациями. Следующий среднерифейский унгуохтахский вулканогенно-осадочный пестроцветный ФР редуцирован и представлен туффиго-песчаниково-глинистой формацией (унгуохтахская свита, 600 м). Она накапливалась в глубоководных условиях. Третий среднерифейский хапчанирский карбонатно-терригенный пирокластический ФР также редуцирован. Его представляют доломитовая (низы хапчанирской свиты, 150 м) и туффигово-карбонатная (верхи хапчанирской свиты, 150 м) формации. Верхний — четвертый — позднерифейский уджинский терригенный красноцветный ФР также редуцирован, трансгрессивно залегает с разрывом и перерывом на эродированных доломитах предыдущего ряда. Ряд слагают красноцветная карбонатно-песчаниково-аргиллитовая (нижнеуджинская подсвита, 150 м) и согласно залегающая на ней красноцветная гравелитово-песчаниковая (верхнеуджинская подсвита, 50 м) формации. В базальных ритмах ряда формировались гематитовые гравелиты. Заканчивают ряд дайки долеритов (радиологический возраст 1100—900 млн лет). Состав формаций, стратиграфическую их привязку и мощность иллюстрирует схема корреляции рифейских РФ СП. Мегаэтапу предшествовали поднятия обширных пространств и интенсивная денудация. Последовавшие затем морские трансгрессии привели к накоплению значительных по мощности терригенно-карбонатных отложений. Однако эпохи трансгрессии сменялись поднятиями, регрессиями моря, разрывом части ранее накопленных отложений. Существенное значение имел пирокластический материал.

Игарская рифтогенная СФО расположена на берегах Енисея от р. Сухариха на юге до о. Плахино на севере, где прослеживается в виде отдельных блоков, вскрытых скважинами, и ряде выходов на поверхность. В Игарской СФО накапливались осадочные, осадочно-вулканогенные, изливались вулканогенные и внедрялись интрузивные формации. схемы расчленения и корреляции которых приведены в ряде работ [Гелесян, 1974; Малич, 1975; Ржевский, Чехович, 1978; Геологическое..., 1987; Туганова, 1992, 1995]. Ряд формаций СФО представлен известняково-кремнисто-доломитовой (низы медвежинской свиты, около 400 м), пестроцветной глинисто-карбонатной (верхи медвежинской свиты, 350 м), туффигово-карбонатной (лудловская свита, 140—550 м) и коррелирующими с последней трахиандезит-базальтовой (староигарская толща, 290 м), грахибазальтовой (низы игарской толщи,

415 м), перемежающейся трахибазальтовой и натриевых базальтов (средняя часть игарской толщи, 1125 м), диабазовых порфиритов (70 м), натриевых базальтов (верхи игарской свиты, 960 м), пикрит-базальтовой (самые верхи игарской толщи, около 40 м) и перекрывающими их доломитово-известняково-битуминозной (низы чернореченской свиты, 282 м) и глинистой (верхи чернореченской свиты, 130 м) формациями.

Вулканогенные и интрузивные образования в СФО проявились на всех стратиграфических уровнях, до чернореченского включительно. Вулканиды характеризуются фациальной изменчивостью и часто неясными отношениями с осадочными породами. Игарскую СФО подстилают раннепротерозойские вулканогенные образования, представленные лейкотрахибазальтами старомостовской толщи, вскрытыми скважинами на правом берегу Енисея [Туганова, 1992].

В основании разреза рифейских вулканогенных образований залегает старогарская толща, которая вскрыта на левом берегу Енисея и сложена трахиандезит-базальтами, трахиандезитами, трахибазальтами и их туфами и туфобрекчиями. Игарская толща имеет более высокое стратиграфическое положение. Она обнажена на правом берегу Енисея (мыс Кармакулы, р. Гравийка) и вскрыта многочисленными скважинами к северу от р. Гравийка до оз. Плахино. Она включает туфы, туфобрекчии, лавобрекчии и потоки трахибазальтов, натриевых (альбитизированных) и магнезиальных базальтов (пикритовых базальтов), реже трахиандезитобазальтов и трахиандезитов. Игарская толща образовалась в несколько фаз. В начале изливались трахибазальты и происходили выбросы их туфов, затем к трахибазальтам с существенно калиевой специализацией присоединились их натриевые аналоги, в заключительную фазу изливались преимущественно натриевые базальты, перемежавшиеся с маломощными (1—8 м) горизонтами туфов и туфобрекчий. Восточно-Плахинская пачка магнезиальных базальтов завершила формирование Игарской вулканогенной толщи.

Докембрийские интрузивные формации внедрились в виде маломощных (0,5—20 м, редко до 70 м) тел и обнаружены на обоих берегах р. Енисей, а также вскрыты многочисленными скважинами в бассейнах рек Сухариха, Гравийка, Черная, руч. Спиллитовый. Выделяются следующие интрузивные формации, характерные для рифтогенеза: трахидиабазовая, пикритоподобных трахидиабазов (анкарамитов) и плагиоклазовых авгтитов с калиевой специализацией; щелочных сиенитов и лампрофиров с натриево-калиевой специализацией, альбитизированных диабазовых порфиритов и габбро-диоритов, а также ферродиабазов и метадолеритов с нормальной щелочностью. В целом интрузии комагматичны вулканитам и имеют близкий состав и одинаковую последовательность внедрения. Для них не исключены разные питающие магматические очаги и более позднее зональное ощелачивание магматитов.

О рифтовой природе СФО свидетельствуют:

- 1) характер магматизма (трахибазальты, пикробазальты);
- 2) высокие градиенты погружения территории с образованием осадочно-вулканогенной толщи мощностью более 5 км;
- 3) отсутствие складчатости (кроме западной части Игарского поднятия);
- 4) высокая подвижность СФО, имеющей блоко-надвиговое строение;
- 5) повышенная плотность разломов корового и мантийного характера (данные ГСЗ);
- 6) слабый метаморфизм осадочно-вулканогенных пород;
- 7) неравномерное приразломное метасоматическое зеленокаменное изменение формаций, слагающих СФО.



Присянская рифтогенная СФО расположена вдоль южных границ платформы, где образует линейный Ийско-Туманшетский прогиб с осложняющими его впадинами (Бирюсинская, Удинская, Ийская) и поднятиями (Уватское, Икейское) северо-западного простирания. Область выполняет позднерифейский присаянский терригенно-карбонатный и карбонатный, преимущественно доломитовый РФ общей мощностью более 4150 м. Формации ряда представлены трансгрессивной, инундационной, регрессивной и эмерсивной стадиями. Геолитизация СФО залегает на образованиях нижнего протерозоя и архея с резким несогласием. Она испытала пологие деформации в конце рифея. Проявления магматизма приурочены к начальной и эмерсивной стадиям развития СФО. Накопление базальной конгломератово-алевролитово-песчаниковой (шангулежская свита, 650 м) формации в условиях мелководья сопровождалось излиянием трахибазальтов, трахиандезит-порфиров, фоновых порфиров и их туфов мощностью 250 м, идентифицирующей процессы рифтообразования. Выше с постепенным переходом залегают песчаниково-доломитовая (низы тагульской свиты, 600—1200 м), доломитовая (верхи тагульской свиты, 300 м), сероцветная песчано-глинистая (низы ипситской свиты, 200—250 м), кремнисто-доломитовая (верхи ипситской свиты, 500 м) и каолиново-песчаниковая (теченская свита, до 100 м) формации. Нижнеипситскую формацию характеризуют тонкоритмичное переслаивание, разнообразие иероглифов, следов взмучивания, подводно-оползневые текстуры, микроразмывы и т. п., свойственные подвижным зонам. Верхнеипситская формация залегает согласно или со следами размыва на нижнеипситской и содержит два фосфоритоносных горизонта. Теченская формация содержит в нижней части фосфоритоносный горизонт, а в верхней — каолиново-гидрослюдистый горизонт. На эмерсивной стадии внедрилось девять жил лампроитовой формации с радиологическим возрастом  $1268 \pm 12$  млн лет, дайки и силлы толеит-долеритовой формации (нерсинский комплекс, радиологический возраст 1100 млн лет) перекрываются отложениями нижнего венда; массивы ийолит-карбонатитовой формации (Нижне- и Верхнесаянский, Большетагнинский, Жидойский) с радиологическим возрастом нефелиновых сиенитов 600—650 млн лет (зиминский комплекс); с возрастом карбонатитов 640—725 млн лет (данные А. А. Конева). Массивы контролируются северо-западными разломами, отделяющими СФО от складчатых структур Восточного Саяна.

Учурская авлакогенная СФО образует пологую нижнерифейскую впадину на востоке Алдано-Станового щита, унаследованно с размывом заложившуюся на раннепротерозойском протовулканогенном комплексе. В области накапливался раннерифейский рифтогенный терригенный и терригенно-карбонатный пестроцветный ряд формаций. Ряд представлен гонамской аркозовой конгломератово-алевролитово-песчаниковой (до 400 м), омахтинской песчаниково-доломитовой (до 450 м) и энинской кварцево-песчаниковой (150—200 м) формациями. Последняя залегает с размывом на песчаниково-доломитовой формации, а на своде Омнинского поднятия — на кристаллическом фундаменте. Формационный ряд редуцирован, так как регрессивная стадия его неизвестна, а общее поднятие, вызвавшее размыв песчаниково-доломитовой формации, свидетельствует о существовании эмерсивной стадии. С последней связаны тела субщелочных гранитоидов (улканский и биялчанский комплексы, радиологический возраст 1100—1400 млн лет) и долеритов (радиологический возраст 985 млн лет). Мощность ряда формации уменьшается к юго-западу и северо-востоку. Формации накапливались в мелководных морских условиях, на что указывают прослои карбонатных пород с постройками строматолитов. Обломочный материал поступал с Алданского и Омнинского филократонов. В центральной части впадины в песчаниково-доломитовой формации преобладают карбонатные породы,



в восточном направлении появляются окремненные доломиты. К северо-востоку Учурская СФО переходит по латерали в белореченскую терригенную и карбонатно-терригенную песчистоцветную СФО, мощность формации которой (трехгорная, димская и белореченская свиты) достигает 2860—3200 м.

Колосовско-Светлинская авлакогенно-рифтогенная СФО развивалась на месте Горного Таймыра. Н. Н. Урванцев, В. А. Вакар, И. П. Атласов выделили ее как геосинклинальную структуру, Ю. Е. Погребницкий [1971], В. В. Беззубцев и др. [1986] отнесли ее к платформенным структурам, В. А. Верниковский [1995], с позиции плейтектоники, на юге Таймыра выделил обстановки пассивной окраины, на севере Таймыра — склон и подножие Карского континентального блока, в центральной части Таймыра — аккреции террейнов. Для характеристики СФО, наряду с работами В. В. Беззубцева, М. И. Волобуева, А. М. Даминовой, А. И. Забияки, Ю. И. Захарова, Ю. М. Мальцева, Л. В. Махлаева, Ю. Е. Погребницкого, В. Ф. Проскурнина, М. Г. Равича, В. Я. Кабанькова и Р. Ф. Соболевской, Н. Н. Урванцева, Н. К. Шануренко, значение имели работы многих других исследователей. В СФО четко обособились две СФЗ: Шренковско-Мамонтовская и Мининско-Челюскинская. В Шренковско-Мамонтовской СФЗ, приуроченной к Шренковскому выступу, относящемуся к предполагаемому фундаменту платформы, со структурным несогласием накапливался средне-позднерифейский терригенно-карбонатный, венчающийся трахибазальтами ФР авлакогенного (рифтогенного) типа мощностью 2500—3200 м с четко проявленными трансгрессивной, инундационной и эмерсивной стадиями. Ряд заканчивает москвичевская гипербазитовая формация (не исключен ее PR, возраст и протрузивный генезис). Песчаники, гравелиги и алевролиты базальной формации ряда представляли собой продукты выветривания в основном кварцевого состава. В колосовской известняково-доломитовой формации имеются строматолиты, онколиты, катаграфии и многочисленные биогермы, указывающие на рифоидный генезис формации. Накопление ее происходило в условиях морского бассейна, глубина которого составляла не более 20 м. Формационный ряд характеризует латеральная выдержанность состава и мощностей формаций; он подобен формационному ряду Туруханской и Игарской СФО на западе Сибирской платформы.

Мининско-Челюскинская флишеидная СФЗ, расположенная вдоль северного фаса Горного Таймыра, не имеет аналогов. СФЗ слагает рифейский ленинвенский терригенный флишеидный ФР, формировавшийся в условиях одноименного флишевого прогиба. Мининско-Челюскинский прогиб отделен от структур Горного Таймыра субширотной системой поднятий и слагает южный склон Карского сводового поднятия. Между Шренк-Мамонтовской и Мининско-Челюскинской СФЗ располагается пояс серпентинизированных перидотитов и родингитов, определяющих палеограницу Сибирской платформы.

Решающее значение на рифейском мегаэтапе имели глубинные разломы рифтогенных систем, обусловившие расчленение на блоки нижнепротерозойского кратона и определившие границы платформы.

**Ранневендский тектонический этап.** Ранневендский тектонический этап (900 ± 620 млн лет) унаследовал каркас строения рифейского мегаэтапа, но отличается составом формационных рядов и типами структур. Геолинза этапа залегает со стратиграфическим и структурным несогласием (местами угловым) на образованиях древних этапов. На ранневендском этапе большая часть территории СП входила в область мелководного морского бассейна, где накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные отложения. В пределах хатакратонов возникали лагунные условия с выпадением в осадок ангидрита и гипса. По окраинным частям бассейна (вдоль поднимающихся орогенов) поступал обломочный материал. Большую часть

севера платформы, где геосинклиналь этапа погребена на 80 % под молодыми образованиями, характеризует спокойная обстановка мелководного морского бассейна. Вдоль южной, западной, северной и восточной окраин платформы на месте рифейских перикратонных структур формировалась линейная цепь асимметричных телеорогенных и приорогенных прогибов, направленных пологими крыльями в сторону платформы. Цепь прогибов охватывает погребенные Ушаковский, значительно эродированный Оселочный, Ангара-Канский, Сухарихинский и Посадочнинский прогибы. На юге и в центре платформы господствовал филократонный режим, поднятия которого являлись ареной корообразования и источниками материала, сносившегося в области хатакратонных опусканий. Вдоль зон сочленения блоков фундамента и рифейских авлакогенов, характеризующихся мобильностью и глубокопроникающими разломами, проявлялся мантийный и глубококомантийный магматизм. Для этапа характерны редуцированные ряды формаций: для хатакратонов формации трансгрессивной, инундационной и регрессивной (ограниченно) стадии (впервые появляются карбонатно-сульфатоносные накопления), для приорогенов — терригенные красноцветные регрессивной стадии. Осадочные формации хатакратонных опусканий образуют маломощный (до 350 м) чехол на севере и востоке платформы, формировавшийся в условиях шельфа; в приорогенных и авлакогенных СФО в связи с высокоградиентными погружениями мощность формаций достигает 3000 м. Особенностью СФО является их моноритмичное строение. В СФО хатакратонов преобладают терригенные формации трансгрессивной стадии, терригенно-карбонатные и карбонатные — инундационной стадии и терригенные карбонатно-сульфатоносные формации — регрессивной стадии; в приорогенных СФО доминируют терригенные красноцветные формации регрессивной стадии. Магматические формации мафитового, ультрамафитового и щелочно-ультрамафитового состава, возникшие в условиях рифтогенеза и плюмажа (?) на эмерсивной стадии, завершают формационные ряды. Мощность ранневендских СФО колеблется на Енисейском крыже от 1900 до 5000 м и на Таймыре от 400 до 1400 м.

В течение ранневендского этапа развивались хатакратонные Старореченская терригенно-карбонатная сульфатоносная пестроцветная, Чалобецкая терригенная сероцветная и Лено-Анабарская терригенно-карбонатная, преимущественно доломитовая СФО, слагающие обширные пологопогружающиеся хатакратонные структуры северо-западной и северо-восточной части платформы, Уджинская и Хараулахская интенсивно погружающиеся рифтогенные терригенно-карбонатные, преимущественно доломитовые СФО и Прибайкало-Енисейский приорогенный (телеорогенный) терригенный красноцветный СФ пояс. Байкало-Туруханская и Алданская поднимающиеся филократонные СФО. Корреляция формационных рядов приорогенных прогибов платформы с разновозрастными рядами формаций в западном (Енисейский крыж), южном (Восточный Саян), восточном (Байкало-Патомское нагорье) и северном ее обрамлении (Горный Таймыр) указывает на их тесную связь.

Старореченская хатакратонная терригенно-карбонатная сульфатоносная СФО формировалась на севере платформы. На западе она переходит по латерали в Байкало-Туруханскую филократонную и на юге в Лено-Анабарскую хатакратонную терригенно-карбонатную и карбонатную, преимущественно доломитовую СФО. Геосинклиналь Старореченской СФО залегает с угловым несогласием на архейском (южное крыло Анабарского поднятия), рифейском или нижнепротерозойском СЯ. В СФО развивался ряд пологих конседиментационных впадин, среди которых самая крупная Мархинская. В СФО в мелководном бассейне, местами в лагунах, накапливались песчаниково-глинисто-доломитовая (низы старореченской свиты, от 0 до 85 м),

глинисто-доломитовая гипсоносная (средняя часть старореченской свиты, до 100 м) и доломитовая бигуминозная (верхи старореченской свиты, до 100 м) формации, выдержанные на больших расстояниях.

Чадобецкая хатакратонная терригенная сероцветная СФО расположена на юге платформы и залегает со структурным несогласием на различных срезах рифейского СЯ. К югу граничит по латерали со структурами приорогенных прогибов, к северу — с Байкало-Туруханским филократоном и, по-видимому, с Бэенчиминской хатакратонной СФО. В мелководном морском бассейне, материал в который поступал с равнинной суши Байкало-Туруханского филократона и из горных районов южного обрамления платформы, накапливались песчаниково-глинисто-алевритовая (низы тогоньской свиты, 35—40 м), песчаниково-аргиллитовая (средняя часть тогоньской свиты, 100 м), песчаниково-алевролитовая красноцветная (верхняя часть тогоньской свиты, 300—350 м) и глинисто-песчаниковая (жерновская свита, 200 м) формации, образующие терригенный сероцветный ФР. Песчаниково-алевролитовая красноцветная формация аналогична красноцветным формациям Енисейского края.

Лено-Анабарская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно доломитовая СФО расположена на северо-востоке платформы и располагается над рифейской системой рифтов. К западу СФО переходит по латерали в Старореченскую хатакратонную терригенно-карбонатную сульфатоносную, а к югу в хатакратонную терригенную сероцветную СФО. В условиях довольно мелководного морского бассейна накапливались туффиново-песчаниковая (маастахская свита, 35—65 м), гравелитово-глинисто-карбонатная (хатыспитская свита, до 470 м) и доломитовая (туркутская свита, 200—230 м) формации, характеризующие трансгрессивную, инундационную и эмерсивную стадии развития. На эмерсивной стадии внедрились дайки и силлы долеритов (хорбусуонский комплекс, радиологический возраст 587—689 млн лет) и трахидолеритов (бэенчиминский комплекс, радиологический возраст 620—689 млн лет). Последние перекрываются коссюсинскими гравелитами венда с радиологическим возрастом  $620 \pm 20$  млн лет. Синхронно формированию Бэенчиминской СФО над авлакогенами рифейских СФО унаследованно развивались Уджинский и Хараулахский рифтогенные терригенно-карбонатные и карбонатные, преимущественно доломитовые СФО. В Хараулахском авлакогене (рифте) накапливались два ритма отложений; первый ритм представлен пестроцветной песчаниково-гравелитовой (низы нижнехараюэтхской свиты, 20 м) и кремнисто-доломитовой (верхи нижнехараюэтхской свиты, 25 м) формациями. Второй ритм слагают пестроцветная конгломератово-глинисто-песчаниковая (среднехараюэтхская свита, 30 м) и доломитовая (верхнехараюэтхская свита, 290 м) формации. На заключительной стадии изливались лавы трахибазальтов и внедрялись силлы трахидолеритов раннего венда. В Уджинской рифтогенной СФО накапливался один ряд формаций, представленный пестроцветной конгломератово-глинисто-песчаниковой (томторская свита, 120 м), трансгрессивной и доломитовой (туркутская свита, 170 м) инундационной формациями; в эмерсивную стадию этапа на плечах Уджинского рифта внедрились базальтовые трубки взрыва, содержащие ксенолиты ранневендских трахибазальтов, перекрытые кесюсенской свитой позднего венда. Погружения в рифтах превышали в два раза таковые в окружающей Лено-Анабарской хатакратонной СФО.

К северу от Байкало-Патомского нагорья между терригенной сероцветной (Чадобецкой) и карбонатно-терригенной и карбонатной, преимущественно доломитовой (Лено-Анабарской) СФО развивалась промежуточная между ними карбонатная и карбонатно-терригенная пестроцветная (ньюская) СФО. Последняя по

латерали переходит в вышеуказанные СФО. В ней накапливались доломитовые и карбонатно-терригенные пестроцветные РФ мощностью от 40 м на западе до 400 м на востоке СФО.

Прибайкало-Енисейский приорогенный терригенный красноцветный СФ пояс расположен на юго-восточной и западной окраинах платформы, где слагает узкие линейные, но глубокие компенсированные приорогенные прогибы. Поперечный профиль прогибов асимметричен: прогибы имеют кругые юго-восточные, юго-западные и западные крылья и пологие северо-западные, северо-восточные и восточные, которые переходят в пологопогружающую хатакратонную СФО, либо выклиниваются. Наиболее грубообломочные породы (молассы) накапливались у орогена, мелкообломочные (молассоиды) — на платформе. Формации пояса с разрывом и структурным несогласием залегают на перикратонных либо авлакогенных структурах рифея. Все приорогенные прогибы сложены красноцветными терригенными формациями регрессивного стрессия, максимальная мощность которых приурочена к зонам глубоких погружений вдоль гор рифейского орогена и ограничены глубинными разломами. В приорогенном поясе формировались Ушаковская, Ангара-Канская, Тейская, Вороговская, Излучинская и Посадочнинская СФО. СФО изучались М. М. Тетяевым, Е. В. Павловским, А. С. Хоменговским, Г. И. Кириченко, В. Н. Григорьевым, М. А. Семихатовым, И. К. Королюк, К. А. Клитиним, В. И. Драгуновым, Е. К. Ковригиной, В. Ф. Ржевским, Г. В. Козловым, В. В. Беззубцевым, Н. С. Маличем и др.

Ушаковская телеорогенная терригенная красноцветная СФО выполняет одноименную впадину в Прибайкалье. В СФО накапливалась красноцветная конгломерато-алевролитово-песчанниковая (ушаковская свита, до 1800 м) формация. Гальки в конгломератах представлены древними породами Прибайкалья. К северу и северо-западу уменьшаются обломки терригенных пород, появляются косая слоистость и дельтовые фации, характерные для прибрежных зон морского бассейна. Мощность формации в центральной части впадины 1800 м, в сторону платформы она переходит в терригенную сероцветную СФО, где ее мощность не превышает 20 м. К дельтовым отложениям формации приурочены медистые песчаники.

Ангара-Канская телеорогенная терригенная пестроцветная СФО расположена в Присяжье, выполняет телеорогенный прогиб с двумя глубокими линейными конседиментационными впадинами Оселочной и Ангара-Канской, где мощность отложений достигает 1500 и 2850 м. В СФО в условиях мелководья накапливались туффово-карбонатная (низы оселковой свиты, 500 м) и сероцветная глинисто-песчанниковая (верхи оселковой и айсинская свиты, 1600 м) формации. Последняя по латерали переходит в песчаниково-глинисто-алевролитовую (айсинская свита на северо-востоке СФО) формацию, слагающую терригенную сероцветную СФО.

Тейский и Вороговский телеорогенные терригенные красноцветные СФО расположены в пределах Енисейского кряжа. По составу формаций, соотношению и последовательности, а также по характеру изменения их мощностей они сходны. Накопление формаций обеих СФО происходило в период роста поперечного конседиментационного Большепитского поднятия, представлявшего собой кордильеру, разделявшую области осадконакопления. Осадки в этих прогибах формировались в условиях мелкого моря вблизи областей сноса. Слои конгломератов и гравелитов в формациях тасеевской и чингасанской серий указывают на неоднократное воздымание областей размыва; накопление сероцветных морских отложений в формациях прогибов свидетельствует о расширении границ бассейнов при сохранении их мелководности. Максимальные мощности формаций (4000—4800 м) приурочены к районам, прилегающим к Лебяжинско-Беретскому и Большепитскому

поднятия. В Ангаро-Канской телеорогенной терригенной красноцветной СФО глубокого погружения накапливались красноцветная конгломератово-песчаниковая (алешинская свита, до 1000 м), песчаниково-доломитовая (чистяковская свита, 1100—1000 м), красноцветная песчаниково-алевролитовая (монаковская свита, до 720 м) формации, залегающие согласно и с постепенным переходом друг на друга. На северо-востоке Енисейского кряжа в Тейской орогенной терригенной красноцветной СФО накапливался ряд формаций значительно большей мощности, представленный красноцветной конгломератово-песчаниковой (лопатинская свита, 350—700 м), глинисто-доломитовой (уволжская свита, 125—400 м), сероцветной глинисто-песчаниковой (карьерная свита, 800—1000 м), глинисто-алевролитово-песчаниково-конгломератовой (суктаьминская свита, 600—800 м) и красноцветной песчаниковой (суворовская свита, 400—750 м) формациями, залегающими со структурным несогласием на нижнепротерозойских и рифейских складчатых ФР. СФО присущи пологие линейные конседиментационные структуры, выполняющиеся в сторону платформы. В конце этапа формации СФО смяты в систему пологих складок, происходит полная нивелировка территории кряжа с внедрением в областях поднятий нефелиновых сиенитов (среднетатарский комплекс) и по разломам интрузий долеритов (ведугинский комплекс, 700 млн лет).

Излучинская телеорогенная красноцветная терригенная СФО протягивается в субмеридиональном направлении вдоль р. Енисей от приустьевой части р. Курейка на юге до оз. Пясины на севере и образует вдоль Игарского выступа асимметричный приорогенный прогиб с крутыми западными и пологими восточными крыльями. К юго-западу и северо-востоку прогиб выклинивается под Западно-Сибирской плитой и под Енисей-Хатангским прогибом. Западная граница прогиба определяется более древними образованиями рифейского складчатого Игарского выступа. На склонах Игарского выступа все более молодые слои формаций СФО трансгрессивно залегают на более древних. СФО слагают алевролитово-аргиллитовая красноцветная (излучинская свита, до 1100 м) и конгломератово-песчаниковая красноцветная (гравийская свита, 40—350 м) формации общей мощностью от 1500 м в центральной части прогиба до выклинивания к востоку. Породы излучинской формации имеют ритмичное строение и резкую фаціальную изменчивость. Терригенные породы формации содержат обломки более древних пород Игарского выступа, служившего областью сноса. Мощность формации меняется от 500—600 м вблизи Игарского выступа до 1300 м в средних частях прогиба. К концу этапа внедрились (4,5 м) дайки субщелочных полевошпатовых авгититов, анкармитов и долеритов. СФО контролирует проявления медистых песчаников (Гравийское месторождение).

Посадочнинская телеорогенная терригенная красноцветная СФО развивалась на Горном Таймыре между верховьем р. Шренк на западе и р. Фаддеева на востоке, где образовала полосу кулисообразно расположенных пологих прогибов северо-восточного простирания с последующим фронтом опрокидывания на юго-восток. Прогибы заложились после инверсии рифейского авлакогена и общей эмерсии Таймыра. В СФО накапливалась красноцветная конгломератово-алевролитово-песчаниковая формация (посадочнинская свита, 300—700 м). Гальки в конгломератах хорошо и плохоокатанные представлены как породами нижележащих формаций рифея, так и диабазами, гранитами, гранито-гнейсами и габбро-диоритами. Ритмичность строения и состав формаций со олистостромами (до 8 м), сложенными доломитами колосовской формации верхнего рифея, указывают на ее молассоидный характер и на формирование за счет разрушения воздымающегося субстрата.

Уйская телеорогенная терригенная красноцветная СФО выполняет Юдомо-Майский асимметричный приорогенный прогиб (мощность отложений до 5 км) с

пологим падением и крутым восточным крылом. СФО слагают красноцветные гра-велитово-песчаниковая (кандыкская свита, 200—2000 м) и песчаниково-алевролитовая (усть-кирбинская свита, 200—3000 м) формации регрессивного строения (уйская серия, от 400 м на западе до 5000 м на востоке прогиба), грубообломочный материал которых увеличивается в восточном направлении с увеличением мощности формаций, где молассоидная формация замещается молассовой. Формации на-капливались в прибрежных морских условиях в результате инверсии рифейской складчатой СФО на востоке, являющейся источником сноса обломочного материала. Формационный ряд завершают дайки и силлы толеит-долеритовой, массивы ийолит-карбонатитовой и клинопироксенит-дунитовой (Кондерский, Инаглинский массивы с радиологическим возрастом 600—688 млн лет) формаций.

Алданская и Байкало-Туруханская филократонные СФО представляли собой пенепленизированные поднятия, служившие пассивными поставщиками глинистого материала для погружающихся хатакратонов и краевых частей приорогенных прогибов. В их пределах происходило внедрение интрузий ийолит-карбонатитовой и клинопироксенит-дунитовой формаций. Так, на Алданском филократоне внедрились формации ультраосновного ряда — перидотит-пироксенит-норитовая (массивы Луча, Ильдеус, Лукинда), ийолит-карбонатитовая (Арбарахстахский, Ингилийский массивы и клинопироксенит-дунитовая (Кондерский и другие массивы) формации.

В целом в истории развития ранневендского этапа большое значение имели рифты, обусловившие возникновение глубоких присводовых (приорогенных) прогибов вдоль окраин платформы, в виде своеобразного пояса. Большая часть платформы испытала развитие филократонного режима.

Полезные ископаемые ранневендского тектонического этапа контролируются регрессивной и эмерсивной стадиями развития приорогенных и филократонных структур. С регрессивной стадией связаны месторождения (Гравийское) и проявления медистых песчаников. С эмерсивной стадией на филократонах связаны формации кор выветривания, а также алмазы (?), платиноиды, бокситы.

## ПОЗДНЕВЕНДСКО-РАНЕОРДОВИКСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Поздневендско-раннеордовикский тектонический цикл знаменует собой крупную перестройку СП, связанную с началом формирования чехла. В начале цикла в результате огромной трансгрессии эпиконтинентального мелкого моря формировалась Восточно-Сибирская крупнейшая хатакратонная область, перекрывавшая всю СП. Отложения ее залегают со структурным несогласием на пенепленизированных разновозрастных докембрийских комплексах.

Цикл состоит из поздневендско-среднекембрийского (амгинский ярус) и среднекембрийско(майский ярус)-раннеордовикского этапов. На границе этих этапов произошла перестройка структурного плана, особенно четко проявившаяся на юге СП. В конце цикла СП испытала поднятие, что привело к образованию мелководных бассейнов и появлению островов (Катангское и другие конседиментационные поднятия). Осадочные комплексы, слагающие оба этапа, выполняют погружающиеся конседиментационные хатакратонные впадины и поднятия. В современном эрозионном срезе платформы они образуют Приенисейскую, Прибайкальскую и Приленскую моноклизы, Ангаро-Тасеевскую синеклизу, крылья Анабаро-Оленекской антеклизы и погребенные Курейскую синеклизу, Непско-Ботуобинскую и Байкитскую антеклизы. На первом этапе область погружения распространялась на всю СП. В южной части платформы на состав формаций второго этапа влияние оказали оро-

генные движения за ее границей. Оба этапа на севере платформы развивались в сходных условиях открытого шельфа, уходящего далеко за ее пределы. Доманикоидные фации и рифовые постройки на северо-востоке и Солеродный бассейн в центральной части платформы указывают на аридный климат тропической зоны. Красноцветные формации свидетельствуют о жарком климате. Ранне-среднекембрийские моря на СП были обширными, но мелководными, с многочисленными лагунами, из которых происходило интенсивное выпаривание и накопление солей.

В течение поздневендско-раннеордовикского цикла ведущее значение имели хатакратоны. В позднем кембрии по южным окраинам СП формировался пояс телеорогенных прогибов. Господствовал режим шельфов, наземных и прибрежных равнин аридного типа, охвативший обширные территории за рифейскими границами платформы. От позднего венда к раннему ордовика площади прогибания суксесивно сокращались, за счет приподнятых площадей — филократонов над палеорифтовыми системами рифея развивались осадочные бассейны. Не исключено, что черные битуминозные мергели и известняки доманикоидного типа на северо-востоке СП (Юдомо-Оленекская СФЯ) характеризовали геодинамическую обстановку внутриконтинентального рифта. Причиной пострифтового погружения явилось охлаждение сильно растянутой и утоненной литосферы.

Площадь, занятая аккумулятивными структурами тектонического цикла, составляла 100 % территории СП; на щитах образования цикла были впоследствии размывы. Мощность отложений поздневендско-среднекембрийского этапа в хатакратонах колеблется от 450 до 2600 м; мощность отложений среднекембрийско-раннеордовикского этапа в телеорогенах и хатакратонах изменяется от 500 до 2000 м.

**Поздневендско-среднекембрийский (амгинский век) тектонический этап.** После перерыва в осадконакоплении между ранним и поздним вендом СП затопляется мелководным эпиконтинентальным морем, образуя огромную Восточно-Сибирскую хатакратонную СФО. В СФО различаются три четко обособившиеся СФЗ: Лено-Тунгусская хатакратонная карбонатно-терригенная сульфатоносная и соленосная пестроцветная, Алдано-Анабаро-Рыбинская терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно доломитовая рифоидная и Юдомо-Оленекская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, в основном известняковая. На Горном Таймыре выделяются Мининско-Большевистская терригенная флишидная и Шренк-Фаддеевская авлакогенная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая СФО (прил. 8). Возникновение указанных СФЗ в пределах Восточно-Сибирского хатакротона обусловлено развитием поднятий барьерного типа, охвативших кольцом почти всю СП. Образованная гигантская чаша — «лагуна» эпиконтинентального моря отделилась от окружающих ее с запада, юга и востока обширных открытых морей системой поднятий в виде островной суши, возникшей над интрагеоантиклинальными поднятиями рифейд. Полосы суши являлись препятствиями для миграции обитателей морского дна и обусловили различия в синхронных фаунистических комплексах. Периодически в отдельных участках эпиконтинентальное море имело беспрепятственную связь с открытыми морями Восточного Саяна и Байкало-Патомской горной области. От северных открытых морей лагуна—море была отделена Алдано-Анабаро-Рыбинским подводным барьером мелководья. Этап представлен терригенно-карбонатными и карбонатными, преимущественно известняковыми или доломитовыми, и карбонатными соленосными формационными рядами, развитыми зонально по всей платформе, образующими дифференцированную структуру, местами с контрастными впадинами и поднятиями при мощности от 1000 до 2700 м.



Высокое стояние в отношении Мирового океана, которое испытала СП в конце предыдущего этапа, сменилось в позднем венде—раннем кембрии общим погружением. Формации этапа накапливались на трансгрессивной, инундационной, регрессивной стадиях. Обстановки их формирования отвечали обширным хатакратонам, полосам подводных отмелей с рифами и морскими бассейнами нормальной солёности открытого шельфа, продолжающимися за современными границами платформы в акваторию, занятую ныне Карским морем. Накопление осадочных формаций сопровождалось на этапе слабой вулканической деятельностью. В базальных конгломератах тюсерской свиты установлены обломки кислых эффузивов [Шпунт, 1987], субвулканические покровы и силлы трахибазальтовой формации на Оленекском и Хараулахском поднятиях. Отмечается сопряженность с вулканической деятельностью формирования кремнисто-доломитовых пород низов кындынской серии. Высокая кремнистость битуминозных отложений куонамской свиты соотносится В. И. Евтушенко с обогащением морских вод эндогенной кремнекислотой, поступавшей в бассейн по системе глубинных разломов.

Лено-Тунгусская хатакратонная карбонатно-терригенная сульфатонесная и солёная СФЗ образует гигантскую погружающуюся структуру, осложнённую погребёнными глубокими конседиментационными впадинами и поднятиями. Общая мощность ряда карбонатных, терригенно-карбонатных и сульфатонесных (калиево-носных) формаций составляет до 2850 м. СФО вскрывается в Прибайкальской и Приенисейской моноклизах, Ангара-Тасеевской и Тунгусской синеклизах и в зоне Ангарских складок.

В латеральном ряду формаций СФЗ с юго-запада на северо-восток обломочные формации замещаются терригенно-карбонатными, карбонатными либо сульфатно-карбонатными, которые в свою очередь сменяются карбонатными. Фациальная зональность кембрийского бассейна СП была намечена Н. А. Архангельской, В. Н. Григорьевым, Я. К. Писарчик и М. А. Жарковым в виде фациальных рядов, а потом в виде формационных рядов Н. С. Маличем [1975]. Состав и условия формирования СФЗ изучались, кроме того, Э. Е. Разумовской, Н. И. Чумаковым, В. В. Хоменговским, А. А. Ивановым, О. Н. Некрасовой, И. К. Королюк, М. А. Цахновским, А. К. Бобровым, Э. И. Чечелем, М. А. Минаевой, В. И. Драгуновым и др. В Иркутском амфитеатре, Присянье и Прибайкалье СФЗ слагают ангидрито-доломитовая и галогенная галититовая (верхи мотской серии, 220—250 м, усольская свита, 500—920 м, бельская свита, 240—250 м), известняково-доломитовая и доломитово-известняковая (булайская свита, 120—140 м), галогенно-галититовая (ангарская свита, около 430 м), сульфатно-глинисто-карбонатная и замещающая ее мергелево-доломитовая солёная формации. По латерали Лено-Тунгусская СФЗ переходит в окаймляющую ее узкой полосой Алдано-Анабаро-Рыбнинскую терригенно-карбонатную (и карбонатную), преимущественно доломитовую СФЗ. На востоке на окраинах Патомского нагорья Лено-Тунгусскую СФЗ слагают пестроцветная глинисто-карбонатная (нохтуйская свита, 150—650 м), рифоидная (эльгянская свита, 60—80 м), известняково-доломитовая и доломитовая (толбачанская, олекминская, чарская свиты, 200—1380 м) формации. К центральным районам Березовской впадины и системе впадин Иркутского амфитеатра пестроцветная и известняково-доломитовая формации замещаются галогенно-галититовой. Четко выделяется узкая полоса прибрежно-морских грубообломочных отложений. Увеличение степени глинистости отложений фиксируется в направлении к центральным частям бассейна. Солёность вод в мелководном, хорошо прогревавшемся бассейне колебалась от слабоповышенной (доломиты) до высокой, отвечавшей садке ангидрита, гипса и временами галита. Наиболее интенсивно сульфато- и солёнакопление происходило во внутренней части Лено-Тунгусской зоны и в



районах, прилегающих к Байкало-Патомскому нагорью. Мощный сложный комплекс соленосных и карбонатных формаций формировался до конца амгинского века. Осадконакопление происходило ритмично (Я. К. Писарчик, М. А. Минаева, М. А. Жарков). Намечаются ритмы от «годовых» до крупных, обусловленных сменой стадии трансгрессивного и регрессивного развития бассейна. Регрессивным ритмам отвечают фазы соленакпления, происходившие при усилении прогибаний. Я. К. Писарчик выделяет пять наиболее крупных ритмов. С началом длительной стадии регрессии связано накопление калийных солей в отдельных солеродных бассейнах (низы ангарской свиты). На юге солеродный бассейн был отделен от открытых морей устойчивой сушей. В верхнем течении Лены внутри галогенной гошши присутствуют полосовидные скопления биогермовых массивов типа Марковского. Г. А. Беленицкой отмечается тяготение участков калиеносности к полосе сонахождения рифтогенных и галогенных формаций.

Алдано-Анабаро-Рыбинская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно доломитовая и рифоидная СФЗ формировалась в пределах одноименного подводного барьера, где образует крупные конседиментационные поднятия (Мунское и др.), Боотомский и Тюнг-Силигирский валы северо-западного простирания, Рыбинский и Куломбинский валы северо-восточного простирания. СФЗ состоит из двух ветвей — Алдано-Анабарской на востоке и Рыбинской на северо-западе платформы. Алдано-Анабарскую ветвь контролируют мантийные разломы северо-западного простирания, расположенные параллельно сочленению архейских и нижнепротерозойских структур фундамента. Рыбинскую ветвь контролируют разломы, ограничивающие Игарско-Норильский рифт. Характеристика отложений Алдано-Анабарской ветви СФЗ приводится в работах К. А. Архангельской, К. К. Зеленова, В. В. Хоментовского, Л. Н. Репиной, И. Т. Журавлевой, Н. Е. Чернышевой, Н. К. Писарчик, В. Я. Кабанькова, В. Е. Савицкого, М. А. Минаевой и др. Алдано-Анабарскую ветвь СФЗ слагают доломитовая (усть-юдомская свита, 180 м и ее аналоги), пестроцветная мергелево-доломито-известняковая (пестроцветная свита, 150—230 м; медвежинская свита, до 55 м; змяксинская свита, до 195 м) и известняково-доломитовая (низы киндинской серии, до 470 м и ее аналоги) формации. Положение СФЗ обусловлено ее размещением между двумя крупными бассейнами, различающимися степенью солености вод. Особенностью СФЗ является присутствие в составе ее органогенных отложений, периодически создававших рифогенные барьеры. Наиболее крупные органогенные массивы находятся на юге Анабаро-Алданской ветви: Ой-Муранский (среднее течение р. Лена) и Амгинский (среднее течение р. Амга). Начиная с томмотского века, произошло массовое расселение археоциат, создавших с водорослями постройки и реже биостромы. Позднее в пределах зоны накапливаются формации доломитово-известнякового и доломитового состава (тумулдурская свита, 130 м; унгелинская свита, 100—130 м; олекминская свита, 85 м; баротайская свита, 180 м; бердеистяхская свита, 90 м; хомустанская свита, 90 м и др.). Со второй половины аттабанского века в СФЗ происходило массовое развитие органогенных построек и оолитовых отложений, совпадающее с наиболее высоким гипсометрическим положением зоны, обусловившим максимум соленакпления в соседней Лено-Тунгусской СФЗ. Со второй половины тойонского века и в амгинском веке шло накопление рифоидной формации (амгинская свита, 615 м; удачинская свита, 700 м). Органические постройки формировались в условиях высокой гидродинамики вод (штормового типа) и сопровождалась шлейфами грубообломочных отложений. В северной части переходной зоны с конца аттабанского века преобладало накопление доломитов (низы киндинской серии, до 470 м). По латерали в северо-западном направлении Анабаро-Алданская ветвь соединяется с Рыбин-

ской ветвью СФЗ. Для характеристики эволюции Рыбинской ветви важны работы Т. К. Баженовой, В. А. Даценко, В. И. Драгунова, С. П. Микуцкого, В. Е. Савицкого и др. Ветвь слагают песчаниково-доломитовая (сухарихинская свита, 870 м), пестроцветная глинисто-известняковая (краснопорожская свита, 190—200 м), глинисто-углеродисто-известняковая (шумнинская свита, 85—100 м), кремнисто-глинисто-известняковая (ингинская свита, 110 м и гремякинская свита, 80 м) формации. Периодически усиленное поступление морских вод в Лено-Тунгусскую лагунную СФЗ приводило к ее углублению и резкому сокращению органогенных построек. Во время значительных трансгрессий СФЗ переставала служить барьером. В пониженных участках ее палеорельефа накапливались осадки, обогащенные органическим веществом, сходные с отложениями доманикового типа соседней морской (Юдомо-Оленекской) области. Распространение таких пород установлено в районах Западно-го Прианабарья (урюнгтасская свита) и на северо-западе СП (шумнинская свита).

Юдомо-Оленекская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая СФЗ (доманикоидного типа) образует северо-восточную часть современной Анабаро-Оленекской антеклизы (Куойкско-Далдинское и Оленекское поднятия), восточную часть Приленской моноклизы, переходящую в Юдомо-Майский прогиб и на северо-западе СП пологую моноклираль и Чернореченский вал. Вклад в изучение СФЗ внесли К. К. Демокидов, Я. К. Писарчик, В. Е. Савицкий, В. Я. Кабаньков, М. А. Минаева и др. Поздневендско-среднекембрийские отложения трансгрессивно залегают на позднерифейских, а местами и на архейских образованиях. Они представлены пестроцветной карбонатно-глинисто-песчаниковой (манькайская свита, от 6 до 250 м), пестроцветной глинисто-известняковой (еркекетская свита, 140 м; змякинская свита, 100—226 м на севере, пестроцветная свита, до 200 м на юге зоны) и битуминозно-кремнисто-карбонатной (куонамская свита и ее аналоги, 50 м) формациями. Маломощные доманикоидного типа осадки раннего кембрия относятся к нижней части шельфа или началу континентальной ступени. Я. К. Писарчик относит эти отложения к глубоководной зоне мелководного бассейна. Наличие маломощных слоев и линз горючих сланцев и сходных с ними образований среди мелководных карбонатных отложений объясняет условия их осадконакопления явлением апвеллинга. С зонами апвеллинга связывается также фосфатонакопление. Присутствие фосфатов в горючих сланцах известно в Юдомо-Майском районе.

С началом трансгрессии, охватившей в позднем венде всю территорию Сибирской платформы, Таймыра и Сетте-Дабана, связано значительное количество обломочного материала. В конце венда в зоне преобладает карбонатный тип седиментации. Для начала этапа характерен устойчивый режим нормальной солености вод с отложениями известковых и глинисто-известковых осадков со следами мелководий. В конце этапа накапливаются маломощные осадки доманикоидного типа с линзами горючих сланцев.

На Таймыре формировались две СФО субширотного простирания: северная Мининско-Большевицкая терригенная флишевая и южная Шренк-Фаддеевская авлакогенная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая. Границей между СФО является зона разломов—надвигов, возникшая позже, в конце палеозоя—раннего мезозоя. В северной СФО накапливались флишевая глинисто-песчаниковая (верхнехутудинская свита, 150—200 м), углеродисто-известняково-песчаниково-сланцевая (южнинская толща, 500—550 м) и глинисто-углеродисто-известняковая (степановская свита, 220 м) формации. В южной авлакогенной СФО — углеродисто-известняково-песчаниково-сланцевая (гравийно-реченская

толща, до 80 м) и глинисто-известняковая (устремленовская толща, 90—150 м) формации. Условия накопления флишевой СФЗ отвечали склону глубоководного прогиба, в то время как в Шренк-Фаддеевской авлакогенной СФО существовал нормально-морской бассейн, сходный по комплексу отложений и условиям прогибания с Юдомо-Оленекской СФЗ.

**Среднекембрийско(майский век)-раннеордовикский тектонический этап.** Среднекембрийско-раннеордовикский этап (майский век — ранний ордовик) представлен геологией, залегающей с небольшим стратиграфическим и структурным несогласием на формациях верхневендско-среднекембрийского этапа, и существенно отличается от него структурным планом. Для этапа характерны два типа платформенных структур — хатакратонный и телеорогенный. На севере и северо-востоке платформы отлагались хатакратонные, преимущественно карбонатные отложения, переходящие к северо-западу по латерали на Хантайско-Рыбинском поднятии и к северу — на Горном Таймыре в авлакогенный тип структур. В центральной части платформы обособилось Катангское конседиментационное поднятие, а на юге платформы — линейные структуры типа впадин и валов, имеющие вдоль Енисейского кряжа и Присаянья черты предгорных прогибов, приорогенные крылья которых сложены молассоидными формациями.

На Горном Таймыре и на Сетте-Дабане образованиям этапа отвечает складчатый комплекс, формировавшийся в условиях шельфа, но смятый в складки в результате верхоянского тектоногенеза.

В целом отложения этапа формировались в условиях внутриконтинентального бассейна, ограниченного с юга подножиями предгорий, переходящими к северу в шельфовую зону. Контуры соленосного бассейна устанавливаются по распределению сульфатонесущих толщ и стеногалинных форм фауны, в первую очередь трилобитов *Kuvaspis*, обитавших в условиях повышенной солености.

Структуры этапа формировались в условиях дифференцированных движений хатакратонного и телеорогенного бассейнов, что привело к обособлению прогибов, впадин, мульд, поднятий и валов, отличающихся набором формаций. Орогенные движения в области каледонид обусловили интенсивный снос материала в южную часть платформы в виде шлейфа красноцветных и пестроцветных телеорогенных молассоидных формаций, создавшие линейные впадины — типичные платформенные структуры, имеющие черты телеорогенных прогибов. В пределах хатакратонно развивались крупные конседиментационные впадины и поднятия; на северо-западе платформы внутриконтинентальный бассейн соединился с открытым морем нормальной солености. Северо-восточная часть платформы превратилась в обширный поднимающийся филократон, отделивший ее от окружающих СП с северо-востока перикратонных областей. Часть филократона (в бассейне р. Вилюй) периодически затоплялась морем и (в усть-кутском веке) временами соединяла эпиконтинентальные бассейны с открытым морем. В конце этапа на значительной части СП господствовал филократонный режим с пенеппенизированной сушей, благоприятной для корообразования. На этапе накапливались формации регрессивной, в меньшей степени трансгрессивной, инундационной и частично эмерсивной стадий. Формации трансгрессивной и инундационной стадий характеризуют обстановки эпиконтинентального мелководного морского бассейна, связанного на севере с открытым Карским морем. Формации регрессивной стадии (сульфатно-глинисто-карбонатная, красноцветная глинисто-песчаниковая и др.) характеризуют обстановку наземных равнин и эпиконтинентальных мелководных бассейнов, приуроченных к телеорогенным прогибам. Эмерсивную стадию отмечают формации кварцевых песчаников, продуктов корообразования и кимберлитов. Последние внедрились в эпоху регио-

нального прерыва на границе раннего и среднего ордовика — в лланвирне, отчасти в лландейло. На это указывают изохронные датировки от 486 до 453 млн лет ряда кимберлитовых трубок в Чемурдахском, Малоботубинском, Верхнемоторчунском, Мерчимденском полях [Жомаров, Илупин, 1990]. Дайки трахибазальтовой формации на Оленекском поднятии в бассейне р. Хорбусуонка имеют Rb—Sr-изохрону  $437 \pm 13$  млн лет. Кроме того, установленные В. И. Бгатовым «пеплопады» вписываются в заключительную стадию этапа. Для этапа характерен латеральный ряд ФР, переходящих с юга на север от терригенных красноцветных (молаассоиды и молаассы Байкальского нагорья, Саян, бассейны рек Вельмо, Чуны, верховья Ангарты и Лены), через терригенные и терригенно-карбонатные красно- и пестроцветные (бассейны рек Подкаменная и Нижняя Тунгусска) до терригенно-карбонатных и карбонатных как преимущественно известняковых (р. Оленек), так и преимущественно доломитовых (бассейны рек Марха, Котуй), местами сульфатоносных и на Горном Таймыре — терригенно-карбонатных и карбонатных, в основном известняковых. Последние накапливались в глубоководных условиях открытого моря. Таким образом, этот латеральный ряд характеризует условия осадконакопления от прибрежных участков бассейна на юге платформы до открытого моря нормальной солености на севере Горного Таймыра.

На этапе формировались следующие СФО: Присаянская и Вельминская телеорогенные терригенные красноцветные, Ангарская телеорогенная, терригенная и карбонатно-терригенная красноцветная, Мархинская и Суханская хатакратонные терригенно-карбонатные и карбонатные, преимущественно известняковые, Котуйская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно доломитовая, Ботубинская хатакратонная терригенно-карбонатная сульфатоносная и соленосная пестроцветная, Хантайская авлакогенная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая, Катангская и Алдано-Оленекская филократонные корообразования, Таймырская и Сетте-Дабанская авлакогенные терригенно-карбонатные, преимущественно известняковые (прил. 9). Ниже рассматриваются все перечисленные СФО, кроме Сетте-Дабанской (о ней см. в четвертом томе).

Для характеристики этапа большое значение имели работы О. Н. Андреевой, В. И. Бгатова, А. А. Высоцкого, С. Г. Галабурды, В. А. Даденко, В. И. Драгунова, М. А. Жаркова, М. С. Замараева, Ю. Н. Занина, Э. И. Кутырева, Г. А. Кузнецова, В. Л. Либровича, Н. С. Малича, Е. П. Маркова, А. Е. Мирошникова, О. И. Никифоровой, Х. С. Розман, А. В. Розовой, Р. Я. Складорова, И. Н. Сулимова, Ю. И. Тесакора, Ю. М. Фомина и др.

Появление на этапе новых ландшафтных обстановок типа себхи и отмелей на обширных приливно-отливных равнинах обусловили формирование таких СФО, как Ангарская, Присаянская, Вельминская и др.

Ангарская телеорогенная, терригенная и терригенно-карбонатная красноцветная и Присаянская телеорогенная, терригенная красноцветная СФЯ вскрываются на юге СП в пределах Иркутского амфитеатра. Они образовали Прибайкальскую, Присаянскую и Среднеленскую конседиментационные впадины и разделяющее их Ангаро-Илимское конседиментационное поднятие. Впадины Присаянской СФЗ, прилегающие к складчатому обрамлению платформы, заполнялись осадками молаассоидного типа мощностью до 1620 м. На разделявшем их Ангаро-Илимском поднятии накапливался ряд формаций Ангарской СФЗ, в составе которого также преобладали обломочные породы. Несколько меньшая мощность этих образований составляет 740 м. Формационные ряды Ангарской СФЗ существенно отличаются от Присаянской СФЗ преобладанием терригенных грубообломочных пород над глинистыми.

Они образуют следующий латеральный ряд формаций: красноцветная гравелито-песчаниковая (верхоленская свита, 600 м на юго-западном крыле Присаянской впадины), алевролитово-мергельная (верхоленская и частично илгинская свиты, 400—500 м в Присаянской, Прибайкальской и Среднеленской впадинах), красноцветная мергельно-известняково-глинистая (верхоленская и илгинская свиты, 300—500 м в Прибайкальской впадине), карбонатно-глинисто-песчаниковая (усть-илимская свита, 120 м на Ангаро-Илимском поднятии и на прилегающем к нему западном крыле Прибайкальской впадины), песчаниково-доломитовая (усть-кутская свита, до 120 м в Среднеленской впадине), красноцветная гравелито-песчаниковая (чуньская, суринская, нарьягинская, ковенская, инская свиты, до 600 м, развитые повсеместно). В Приенисейской моноклизе Ангарская телеорогенная терригенная и терригенно-карбонатная красноцветная и Вельминская терригенная красноцветная СФО слагают разнопорядковые конседиментационные Вельминскую и Вороговскую впадины, Катангское поднятие, Суломой-Лебяжинский и Лиственичный валы, Гурьевскую и Кузьмовскую мульды [Малич, 1959].

Вельминская СФО, выполняющая впадины, ориентированные вдоль Енисейского кряжа, представлена молассоидными формациями, в восточном направлении преобладают образования Ангарской СФО. Здесь, как и в рассмотренных ниже южных районах СП, вверх по разрезу и в направлении с юга на север происходит сокращение кластогенных пород в составе ее отложений. Начинает формационный ряд на юго-западе СП красноцветная гравелито-песчаниковая (эвенкийская свита, до 600 м) формация. Ее латеральными аналогами являются красноцветная алевролитово-мергельная (эвенкийская свита, до 400 м) и в северо-восточной части моноклизы — сульфатно-глинисто-карбонатная (эвенкийская и турамская свиты, до 400 м) формация. Выше по разрезу прослеживаются формации глинисто-песчаниково-конгломератовая (чернореченская свита, до 100 м, и ее аналоги вдоль Енисейского кряжа). Северо-восточнее в бассейне р. Чуны ее латеральным аналогом является глауконитово-песчаниково-карбонатная (пролетарская свита, около 150 м) формация. Далее по вертикали в районах, прилегающих к Енисейскому кряжу, формационный ряд наращивает красноцветная карбонатно-алевролитово-песчаниковая (чуньская свита, 5—150 м) формация. Ее латеральным аналогом в бассейне р. Чуны является пестроцветная глинисто-карбонатная (чуньская свита, от 20 до 100 м) формация. Заканчивает ряд повсеместно развитая кварцево-песчаниковая (байкитская свита, от 20 до 140 м) формация. Накопление рассмотренного формационного ряда происходило в обстановках приливно-отливной равнины. Периодически отмечалось слабое и неравномерное насыщение осадков ангидритом и гипсом. В восточных районах моноклизы происходило более интенсивное сульфатонакопление. Периодически возникали массовые поселения водорослей. В среднем и верхнем кембрии плоские строматолитовые банки были распространены на территории Вельминской палеовпадины. Отмечается совпадение контуров Приангарского меденосного бассейна и содержащей органогенные постройки сульфатно-глинисто-карбонатной формации. В раннем ордовике терригенно-карбонатные отложения, заключающие строматолиты (пролетарская свита), представляли собой западную окраину крупной, субширотно ориентированной полосы длиной 1500 км [Рифогенные..., 1990].

Ботуобинская хатакратонная карбонатно-терригенная сульфатоносная и соленосная СФО вскрывается в бассейне рек Большая и Малая Ботуобия (притоки р. Вилюй). В отличие от лагунного типа отложений Вельминской СФЗ в образованиях ботуобинской СФО отсутствуют обломочные породы, в эту часть бассейна поступал с удаленных областей сноса обильный красноцветный и тонкозернистый (глинистый) материал.

Мархинская хатакратонная терригенная и терригенно-карбонатная, преимущественно известняковая, СФО составляет часть южного края Анабаро-Оленекской антеклизы от бассейна р. Виллой на востоке до бассейна р. Оленек на севере. Ряд формаций выполняет линейную конседиментационную впадину северо-западного простирания. На северо-западе Мархинская СФО замещается Котуйской хатакратонной терригенно-карбонатной, преимущественно доломитовой СФО. Сходные доломитовые отложения прослеживаются на северо-восточном склоне Анабарского поднятия, на севере Оленекского поднятия и Хараулахе (анабарская, лопарская свиты). Формационный ряд обеих СФО составляют формации пестроцветная глинисто-карбонатная (мархинская и моркокинская свиты, до 420 м), битуминозно-кремнисто-доломитовая (далбыхская свита, 140 м), доломитовая (атгырдыхская и томпокская свиты, 320 м), глинисто-известняковая (низы ирбуклинской свиты, 18 м), гипсово-доломитовая (средняя часть ирбуклинской свиты, 22 м), пестроцветная мергельно-доломитовая (кочеконская свита, 125 м), пестроцветная мергельно-доломитовая (бысыпояхская и устькурунахская свиты, 80—320 м). Заканчивает ряд кварцево-песчаниковая формация котуйской СФО (кунтыкахинская свита, 50 м в бассейне р. Амбардах до 3—4 м в бассейне р. Мойеро). Западные и северо-западные районы Прианабарья оставались областями устойчивого накопления доломитовых осадков (Котуйская СФО). В наиболее углубленных участках образовались битуминозные карбонатные породы (далбыхская свита и ее аналоги). Обстановки были благоприятны для широкого развития бактериально-водорослевых биоценозов (строматолитовые скопления). На северо-востоке в бассейне р. Анабар М. А. Минаевой выделена крупная карбонатная банка. В Южном Прианабарье и далее, в направлении на юго-восток (в бассейне рек Марха, Моркока, Тюнг и др.) накапливались известняково-мергельные отложения (Мархинская СФО).

Суханская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая СФО составляет восточное и юго-восточное крылья Анабаро-Оленекской антеклизы и осложняющую их Суханскую впадину. На юге и юго-востоке ее окаймляет Мархинская, преимущественно известняковая, а на северо-западе Котуйская, преимущественно доломитовая, СФО. На Таймыре и Сетте-Дабане ей отвечает авлакогенная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая СФО. Накопление формаций происходило в морских условиях. Ряд майского яруса Суханской СФО представляют формации пестроцветная глинисто-известняковая (оленекская свита, 120 м), глинисто-известняковая (зеленоцветная свита, 300 м и ее аналоги: джахтарская, 90—100 м, и сигирская, до 110—150 м). Верхнекембрийская часть данной СФО сложена глинисто-известняковой (суханская свита, мощность до 420 м и ее аналоги: чомурдакская, до 400 м, и кутугунская, до 140—160 м) формацией. Отложения нижнего ордовика в пределах данной СФО эродированы. На юго-востоке СП в Юдомо-Майском районе сохранились глинисто-известняковые отложения майского яруса (чайская свита, 55 м, усть-майская свита, 780 м). Распространены тонкослоистые известняково-мергельные парагенерации, отвечающие обстановкам малых глубин (от первых десятков до 200 м). Широкое распространение первичных красноцветов в отложениях раннемайского века является показателем продолжения существования аридного климата. Присутствие прослоев оолитовых, водорослевых известняков, линз и прослоев известняковых конгломератобрекчий является показателем их отложения в условиях мелководья. Причиной образования разнообломочных известняков являются древние штормы и ураганы. В Суханской впадине в конце среднемайского века и в позднем кембрии эпизодически создавались условия, благоприятные для поступления в осадок органического вещества (ОВ). Зона представляла собой в такие моменты гиховодную и наиболее

низкую часть шельфа. Появление обогащенных ОВ карбонатных и глинисто-карбонатных осадков связано с апвеллингом при поступлении холодных глубинных вод, богатых растворенными в них фосфором, кремнием, азотом и другими компонентами. С зонами апвеллинга связывается образование фосфоритов.

Хантайская авлакогенная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая СФО прослеживается на северо-западе СП, где слагает брахиформные складки на крыльях и своде Хантайско-Рыбинского поднятия. В направлении на восток СФО сменяется Котуйской терригенно-карбонатной и карбонатной, преимущественно доломитовой СФО. К югу Хантайская СФО переходит в Ангарскую телосорогенную красноцветную терригенную и терригенно-карбонатную СФО. На севере, в пределах Таймыра СФО замещает терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая СФО. Со второй половины позднего кембрия в Хантайской СФО отмечается нарастание регрессии, что обусловило появление доломитовых отложений. Формационный ряд Хантайской СФО сходен с Суханской СФО. Для нее характерно преобладание преимущественно мергельно-известняковых отложений, часто ритмичных. Отмечается сходство комплексов фауны в синхронных частях Хантайской и Суханской СФО, но мощность отложений майского яруса Хантайской СФО (1000 м) значительно выше мощности этих отложений Суханской СФО. Хантайская СФО представлена пестроцветной глинисто-карбонатной (усть-брусская свита, 456 м, лабазная свита, 620 м), глинисто-известняковой (орактинская свита, 431 м и ее аналог — чопкинская свита, 625 м), пестроцветной глинисто-известняковой (кулюмбинская свита, 620 м и ее аналог — тукаландинская свита, 275 м), доломито-известняковой (уйгурская свита, 130 м и низы ильгыкской свиты, 580 м), строматолито-известняковой (верхи ильтыкской свиты, 80 м) и красноцветной карбонатно-алевролитно-песчаниковой (гурагирская свита, 190 м) формациями. Седиментация отложений Хантайской СФО происходила в обстановках мелководного нормально-морского бассейна. Главным типом осадков были тонкослоистые известняково-мергельные образования, распространены прослои известняковых конгломерато-брекчий. Местами в них имеются останцы водорослевых построек. Со второй половины верхнего кембрия слоистые известняково-мергелистые отложения с темпеститами сменяются значительными скоплениями строматолитовых построек. В направлении на северо-запад к концу кембрия водорослевые поселения замещаются отмельными оvoidно-оолитовыми песками. Завершает образование Хантайской СФО регрессивный цикл осадков нижнего ордовика. Увеличение роли обломочных пород свидетельствует о резком отступлении моря на север и нарастании поднятий соседних областей сноса.

Катангская филократонная СФО охватывает в центральной части платформы одноименное конседиментационное поднятие, представляющее собой серию мелководных или плоских банок, окаймленных широкими шлейфами пляжей. Формации, накапливающиеся вокруг поднятия, имели незначительные мощности, а в их составе преобладал плохоокатанный обломочный материал. Ряд формаций СФО редуцирован и представлен верхоленской пестроцветной ангидрито-известняково-доломитовой и усть-кутской песчано-доломитовой формациями. Аналоги пестроцветной глинисто-карбонатной чуньской и кварцево-песчаниковой байкитской формаций на поднятиях отсутствуют. На существование Катангского поднятия указывали Д. А. Туголесов, М. М. Одинцов, П. Е. Оффман, Н. С. Малич, Е. П. Марков, В. И. Бгатов и др.

Таймырская авлакогенная СФО расположена в северо-западной части Горного Таймыра, где слагает две СФЗ субширотного простирания: Пясинско-Ленинградскую углеродисто-глинистую на северо-западе и Тарейско-Фадьюкудинскую терри-



генно-карбонатную и карбонатную, в основном известняковую, на юго-востоке. В северо-западной зоне отлагалась углеродисто-глинисто-сланцевая (степановская свита, 100—220 м) формация, а в юго-восточной зоне — ее латеральный аналог глинисто-известняковая (грустинская толща, 200—350 м, толевская и многовершинская свиты, 300—650 м) формация верхнего кембрия и нижнего ордовика. Накопление формаций СФО происходило в условиях стабилизации тектонического режима; среда осадконакопления отличалась признаками мелководья.

На каждом из этапов позднедевонско-раннеордовикского цикла стадии их развития контролируют экзогенные (фосфориты, медистые песчаники, полимсталлы, соли) и эндогенные (кимберлиты) полезные ископаемые.

### СРЕДНЕОРДОВИКско-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ (РАННЕЕ ТУРНЕ) ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Среднеордовикско-раннекаменноугольный (раннее турне) тектонический цикл охватывает три этапа — средне-позднеордовикский, силурийско-раннедевонский (лохковский век), разделенные между собой небольшой структурной перестройкой, и девонско-раннетурнейский с коренной перестройкой структурного плана.

Начало формирования тектонического цикла происходило с лланвирна либо лландейло среднего ордовика. Завершилось его формирование в раннетурнейском веке в начале раннего карбона. Ранний этап охватывал средний и поздний отделы ордовика с четко выделенными трансгрессивной, инундационной, регрессивной и эмерсивной стадиями.

Второй этап охватывал силур и ранний девон с выраженными трансгрессивной, обширной инундационной и регрессивной стадиями. Третий девонско-раннетурнейский этап характеризуется резким сокращением площадей осадконакопления и специфическими чертами развития с появлением ритмов дополнительных трансгрессивных (в начале эйфеля, живета, раннего и позднего франа) и регрессивных (конец эйфеля, живета, конец фамена) стадий; эмерсивная стадия охватывала часть фамена и раннего турне. На этом этапе, являющемся «критическим», произошла коренная перестройка структурного плана, заложились крупнейшая рифтогенная система, сопровождаемая мантийными разломами, проявлениями глубинного магматизма и связанными с ним полезными ископаемыми (алмазоносная кимберлитовая, платиноносная клинопироксенит-дунитовая и другие формации). Первый и второй этапы характеризуются широким развитием хатакратонного режима и отсутствием авлакогенных, рифтогенных и приорогенных режимов. Третий этап знаменует собой интенсивное дробление СП в результате глобального рифтогенеза, проявившегося интенсивно и на СП. На средне-позднеордовикском этапе преобладают формации трансгрессивной стадии при подчиненном значении инундационной и регрессивной стадий; на силурийском—раннедевонском (лохковском) этапе доминируют формации инундационной стадии при подчиненном значении трансгрессивной и регрессивной стадий; на девонско-раннетурнейском этапе доминируют формации регрессивной и эмерсивной стадий, формации инундационной стадии имеют подчиненное значение. На двух ранних этапах магматические формации практически отсутствуют, на третьем они интенсивно проявлены.

Обстановка накопления формационных рядов на ранних двух этапах отвечала эпиконтинентальному морскому бассейну нормальной солености, на третьем этапе — обширным лагунам. Остальная часть СП представляла собой плоские филократонные области поднятий, находящиеся в тропическом поясе в зоне гумидного климата, о чем свидетельствуют красноцветные и пестроцветные формации.



В конце тектонического цикла перестройка структурного плана платформы ознаменовалась сокращением областей погружения (хатакратонных структур) и расширением поднятий — филократонов. На раннем и среднем этапах хатакратоны занимали почти всю платформу и уходили за ее границы. Современные границы хатакратонов не отвечают границам их первоначального распространения, на что указывают отсутствие краевых фаций и прямолинейность как бы срезанных границ, а также находки ордовикских и силурийских пород в ксенолитах трубок взрыва в районе Оленекского поднятия, где ныне хатакратонные структуры указанного возраста размыты.

Площадь, занятая аккумулятивными структурами цикла, составляет около 75 % территории платформы. Мощность отложений средне-позднеордовикского этапа колеблется от 50 до 800 м в хатакратонах и от 150 до 980 м в телорогенных прогибах; мощность отложений силурийско-раннедевонского этапа колеблется от 110 до 600 м в хатакратонах и от 400 до 1150 м в прогибах. На Таймыре мощность ФР колеблется от 165 до 1130 м. Колебания мощностей образований девонско-раннетурнейского этапа — от 120 до 400 м в хатакратонах, до 1300 м в приорогенах и от 500 до 3200 м в рифтах.

**Средне-позднеордовикский тектонический этап.** Этап характеризуется огромной эпиконтинентальной трансгрессией, охватившей центральные и северо-западные районы платформы, в результате чего сформировались обширные Лено-Тунгусская и Гаймырская хатакратонные, небольших размеров Суринская телорогенная и Алдано-Анабарская филократонная СФО. Кроме того, в начале этапа в пределах Лено-Тунгусской СФО развивались Тембенчинское, Катангское, Енисейское и Туруханское поднятия. В конце этапа площадь хатакратонов сокращается до полной эмерсии. На этапе наибольшее значение имели формации трансгрессивной и в меньшей степени инундационной стадий, ограниченно развиты формации регрессивной и эмерсивной стадий (коры выветривания). Этап характеризуют широко распространенные терригенные и терригенно-карбонатные пестроцветные и весьма ограниченно — карбонатные, сульфатно-карбонатные формации и формации кор выветривания.

Лено-Тунгусская хатакратонная СФО представляла собой огромный бассейн, открытый к Таймыру. При трансгрессии моря на пенеппенизированную сушу в мелководный бассейн с окружающих его филократонов поступали продукты разрушения кор выветривания. СФО слагают Подкаменно-Тунгусская, Иркутская, Лено-Котуйская, Норильско-Хатангская хатакратонные СФЗ, отвечающие одноименным впадинам и почти не изученному Катангско-Тембенчинскому поднятию.

Подкаменно-Тунгусская хатакратонная терригенная и терригенно-карбонатная пестроцветная СФЗ формировалась в бассейне р. Подкаменная Тунгуска. Структурный план СФЗ подчинен областям воздымания в пределах Енисейского кряжа и Туруханского поднятия; СФЗ осложняют Вельминская и Вороговская впадины, Турамское поднятие, конседиментационные валы (Суломай-Лебяжинский, Лиственичный, Енгидинский) и мульды (Гурьевская, Кузьмовская, Кондроминская) северо-западного простирания, параллельные Енисейскому кряжу. Формационный ряд СФЗ слагают пестроцветная глинисто-известняково-песчаниковая (кривоуцкая свита, до 10—26 м), глинисто-известняковая (столбовая свита, от 60 м на осевых частях валов до 160 м в мульдах) и красноцветная мергелево-известняково-глинистая (кетский ярус, до 30 м) формации.

Иркутская хатакратонная терригенная и карбонатно-терригенная пестроцветная СФЗ занимает часть Иркутского амфитеатра. В начале формировались Илимская и Прибайкальская неглубокие впадины, переросшие в мангазейское и долборское

время в одну пологую линейную впадину, прослеживающуюся от предгорий Восточных Саян к северо-востоку до междуречья Нюя—Пеледуй. Формационный ряд СФЗ представлен в Ангаро-Илимском районе пестроцветной глинисто-известняково-песчаниковой (криволуцкая свита, от 32 до 110 м), красноцветной глинисто-песчаниковой (братская и макаровская свиты, от 290 до 520 м) и непской каолиново-песчаниковой (верхи макаровской свиты, 1—3 м) формациями. К востоку, в Усть-Кутском районе, ряд представлен алевролитово-песчаниковой (низы криволуцкой свиты, до 15 м), пестроцветной глинисто-песчаниковой (средняя часть криволуцкой свиты, 30 м), кварцево-песчаниковой (верхи криволуцкой свиты, 55 м) и красноцветной песчаниково-алевролитовой (чертовская, макаровская свиты, до 340 м) формациями. На западе, в районе пос. Богучан, ряд слагают только две формации: пестроцветная глинисто-известняково-песчаниковая (мамырская свита, 70—220 м) и, после стратиграфического перерыва, залегающая на ней пестроцветная мергелево-песчаниковая (братская свита, 120—170 м). Базальная формация представлена песчаниками, аргиллитами с прослоями органогенных известняков, фосфоритовых гравелитов и конгломератов, накапливавшихся в прибрежных условиях мелководного моря с почти нормальной соленостью. Обломочный материал поступал с окружающих пенепленов, широко распространены прибойно-обломочные ракушечники. Периодически образовывалась прибойно-иловая застойная зона с ракушняково-железородным горизонтом, характеризующимся слабой динамикой вод. Фосфоритовые ракушечники накапливались в зоне прибоя. В конце криволуцкого века режим бассейна изменился — исчезли брахиоподы, образующие фосфоритоносные ракушечники.

Лено-Котуйская хатакратонная терригенная и терригенно-карбонатная пестроцветная СФЗ вскрывается в бассейнах рек Котуй, Мойеро, Моркока и в среднем течении р. Лена, где образует геолинзу шириной 200 км и длиной 1400 км. В зоне выделяются три подзоны: Ленская (на юго-востоке), Моркокинская (в центре) и Котуйская (на северо-западе), отвечающие одноименным конседиментационным впадинам. На северо-востоке зона граничит с Алдано-Анабарской филократонной СФО, которую местами затопляло эпиконтинентальное море, связанное с открытыми морскими бассейнами Верхоянья и Сетте-Дабана. Ряд формаций СФЗ слагают пестроцветная глинисто-известняковая (криволуцкая свита, 60—150 м) и пестроцветная стромная формации, переходящие к северо-западу в бассейне р. Мойеро в пестроцветную известняково-глинистую (моейронская и низы джеромской свиты, до 76 м) и глинисто-известняковую (верхи джеромской свиты, до 44 м) формации. В западном Прианабарье в бассейне р. Маймеча формационный ряд выклинивается. К юго-востоку, в бассейне р. Ыгыатты, формационный ряд переходит по латерали в пестроцветную аргиллитово-песчаниковую (криволуцкая свита, до 30 м), пестроцветную алевролитово-аргиллитовую (отанская свита, 70—100 м), гипсоносную мергелево-доломитовую (варьялахская свита, 40—100 м) и мергелево-доломитовую (сюссутская свита, 35 м) формации. На крайнем юго-востоке формировалась хатакратонная Березовско-Нюйская впадина, где формационный ряд заканчивается мощной (до 330 м) пестроцветной мергелево-доломитовой (карадок, ашгилл) формацией.

Норильско-Хатангская хатакратонная терригенная и терригенно-карбонатная пестроцветная СФЗ прослеживается на северо-западе СП, где образует геолинзу, переходящую к юго-востоку в Лено-Тунгусскую СФО, а к северу — в Таймырскую хатакратонную СФО. СФЗ на юге в бассейне р. Летняя слагает пестроцветная песчаниково-известняково-глинистая (криволуцкий и мангазейский ярусы) формация (от 27 м на р. Неручанда до 151 м в Норильском районе). В кровле формации

(р. Турумакит) отмечены следы корообразования — слой (до 15 см) обохренных глин с сидеритовыми конкрециями, знаменующими собой эмерсивную стадию. В Норильском районе в осевой части хатакратонного прогиба формационный ряд слагают песчаниково-известняковая (ангирская свита, 32 м), пестроцветная глинисто-известняково-песчаниковая (амарканская свита, 64 м) и глинисто-известняковая (загорнинская свита, 45 м) формации.

Таймырская хатакратонная СФО формировалась в субширотном морском бассейне. Южная часть его отвечает карбонатной и карбонатно-терригенной пестроцветной Тарейско-Фаддеевской СФЗ, а северная — углеродисто-терригенной Пясино-Ленинградской СФЗ. Северная СФЗ отвечает осевой части прогиба, выходящего за пределы Таймыра, соответствовавшего иловой впадине с застойными водами и некомпенсированным осадконакоплением (галистаза). Формационный ряд СФЗ слагает углеродистая кремнисто-глинистая (гольцовская свита, до 100 м) формация, накопившаяся в сравнительно глубоководных морских условиях. По мнению С. В. Черкасовой, формация относится к доманиковому типу. Южная СФЗ состоит главным образом из хемогенных пород, образовавшихся в условиях мелкого моря. СФЗ представляла собой обширное мелководье, которое соединялось с морским бассейном Лено-Тунгусской СФО. Формационный ряд южной СФЗ слагают пестроцветная глинисто-известняковая (толмачевская свита, 350 м) и кремнисто-глинисто-известняковая (мутнинская свита, 500 м) формации. Между северной и южной СФЗ располагается промежуточная по составу Ленивенско-Клюевская (Нижнетаймырско-Клюевская) СФЗ. Суринская телеорогенная терригенная красноцветная СФО образует полосу прогибов, осложняющих южное крыло Иркутской впадины. Формационный ряд СФО слагают пестроцветная аргиллитово-песчаниковая (криволуцкая свита, до 60 м), красноцветная конгломератово-алевролитово-песчаниковая (буринская свита, до 200 м), красноцветная глинисто-песчаниковая (макаровская свита, до 250 м) и каолинитово-песчаниковая (непская свита, до 5 м) формации.

**Силурийско-раннедевонский (лохков) тектонический этап.** Начало тектонического этапа знаменуется крупной эпиконтинентальной трансгрессией, проявившейся после региональной перерыва в осадконакоплении на большей части СП. В разных районах длительность перерыва была неодинаковой и охватывала период от позднего ордовика до начала лландовери включительно. Лишь на севере и востоке платформы осадконакопление местами было непрерывным и Сибирский бассейн сообщался с Таймырским и временами Сеттедабанским. Контрастные тектонические движения на Сибирской платформе не проявлялись. На юге и в центральной части платформы отмечается небольшое несогласие, сопровождающееся залеганием нижнего — среднего лландовери на разновозрастных отложениях до нижнего ордовика включительно.

Отсутствие крупной структурной перестройки предопределило унаследованное с ордовика развитие сформировавшегося в силуре эпиконтинентального бассейна и образование двух крупных хатакратонных СФО — Таймырской и Лено-Тунгусской и филократонной Алдано-Анабарской СФО, лишь периодически заливавшейся морем. На юге и востоке платформы образовались Ньюско-Березовская авлакогенная и Кежемская телеорогенная СФО.

От начала к концу тектонического этапа происходило пульсационное отмирание бассейна — сокращение акватории, замыкание и переход от относительно глубоководных открыто-морских фаций к мелководным и затем к засоленно-лагунным и эвапоритовым. В конце этапа хатакратонные области превращаются в филократонные и море покидает всю территорию СП. Сформировавшиеся формационные ряды существенно меняются в зависимости от пространственного положения. С севера на

юг последовательно сокращается роль глинисто-углеродистых и увеличивается количество карбонатных формаций, преобладающих на территории центральной части платформы. В авлакогенных и приорогенных областях юга и востока СП преобладают терригенные формации.

Таймырская хатакратонная область (СФО) сформировалась в северной части Горного Таймыра в условиях морского режима. В ней различаются латерально связанные между собой СФЗ субширотного простирания: северная — Пясино-Ленинградская глинисто-углеродистая; южная — Тарейско-Нюнькаракутаринская глинисто-карбонатная и карбонатная, в верхах преимущественно доломитовая; промежуточная между ними — Нижнетаймырско-Рогатинская терригенно-карбонатная (преимущественно известняковая) СФЗ. При составлении зональной литолого-стратиграфической схемы силурийских и нижнедевонских отложений использованы материалы В. И. Бондарева, Н. Н. Соболева, Р. Ф. Соболевской, Н. Н. Предтеченского, Ю. И. Тесакова, С. Ф. Черкесовой и др. Северную — Пясино-Ленинградскую — СФЗ характеризуют углеродисто-кремнисто-глинистая (каменная толща, 200 м), углеродисто-глинисто-сланцевая (болотнинская свита, 90 м) и углеродисто-кремнисто-доломитовая (усть-пясинская свита, 150 м) формации, формировавшиеся в осевой части прогиба с застойными морскими водами и некомпенсированным осадконакоплением (халистаза). Южную — Тарейско-Нюнькаракутаринскую — СФЗ слагают мергельно-известняково-доломитовая (андреевская свита, 550 м) и известняково-доломитовая (синедабигайская толща, 400 м) формации. Промежуточная между описанными зонами Нижнетаймырско-Рогатинская СФЗ складывается углеродисто-кремнисто-глинистой (двойнинская толща, 150 м), глинисто-доломито-известняковой (миддендорфская свита, 200 м) и доломитовой (пряминская свита, 200 м) формациями. Эта узкая переходная зона является барьером между мелководно-шельфовыми морями юга Таймыра и СП и глубоководными бассейнами на севере.

Лено-Тунгусская хатакратонная СФО в течение всего этапа представляла собой огромный мелководный эпиконтинентальный бассейн с преимущественно карбонатным осадконакоплением. Выделяется ряд фациальных поясов, подразделяющихся на зоны. Наиболее глубоководная (около 120 м) его часть выделяется в пояс шельфа и характеризуется накоплением углеродистых аргиллитов с пелагической фауной (застойная зона) или тонкослоистых известняков (азрируемая зона). Эти породы относятся к углеродисто-известняково-глинистой формации. Пояс открытого мелкого шельфа наиболее дифференцирован в отношении палеогеографических обстановок. В нем выделяются нижняя — переходная (120—60 м), средняя — шторовая (60—30 м) и верхняя — волновая (30—10 м) зоны. Температура придонных вод, определенная методом «двойного карбонатного термометра», составляет 18,5—22°, а соленость варьирует в пределах 25—31 ‰. Карбонатные породы, формировавшиеся на мелком шельфе, — известняки с обильной бентоносной фауной, мергели с линзами детритовых известняков, аутигенные карбонатные брекчии, биогермы и биостромы, — относятся к известняковой формации. Баровый пояс (10—0 м) включает внешнюю и внутреннюю отдельные зоны. Во внешней зоне накапливались известняки — пелелиподовые, брахиоподовые банки, коралло-водорослевые биостромы, мергели с врезанными линзами детритовых известняков. Внутренняя зона характеризуется строматолитовыми биостромами, аутигенными карбонатными брекчиями, микрофитолитами и афанитовыми известняками и доломитами. Породы барового пояса образуют органогенно-доломитово-известняковую формацию. Пояс закрытого шельфа характеризуется однообразной и бедной фауной остракод, гастропод, брахиопод и эвриптерид, относящихся к сероцветной либо пестроцвет-

ной глинисто-карбонатной формациям. Лагунный пояс включает осадки лагун — пестроцветные аргиллиты, доломиты с острокодами и эвриптеридами и засоленных лагун — гипсы, гипсоносные долериты и доломиты с обильными глиптоморфозами и прослоями каменной соли. Весь комплекс пород относится к семейству сульфатно-карбонатных формаций. Магматическая деятельность отсутствует, за исключением «пеплопадов» в конце этапа, являющихся отголосками вулканизма в окружающих СП регионах. СФО подразделяется на ряд СФЗ: Норильско-Хатангскую, Лено-Котуйскую, Кочумдекскую.

Норильско-Хатангская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая СФЗ расположена на северо-западе СП и представляет собой палеовпадину северо-восточного простирания, открывающуюся в сторону Таймыра. Слагающие ее формации с повышенными мощностями (до 985 м в районе Норильска) постепенно снижаются к югу и юго-востоку (384 м на р. Летняя). Формационный ряд слагают углеродистая известняково-глинистая (чамбинская свита в Норильском районе, 120 м, на р. Курейка 100 м, на р. Летняя 30 м), сероцветная глинисто-известняковая (таликильская и омнутахская свиты, от 235 м в Норильском районе до 125 м по р. Летняя), рифоидная (хюктинская свита, от 65—85 м в Норильском районе до 50 м на р. Летняя), известняково-доломитовая (маусская свита, от 90—140 м в Норильском районе и на р. Колумбе до 60 м на р. Летняя), сульфатно-карбонатная (постническая, хребтовская, ямпахтинская, зубовская свиты, мощностью до 400 м в Норильском и Хатангском районах) формации. Наибольшие мощности пластов гипса и ангидрита наблюдаются в северной части зоны, а в районе пос. Хатанга появляются пласты каменной соли.

Лено-Котуйская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая СФЗ расположена между средним течением р. Лена на юго-востоке и бассейном р. Маймечы на северо-западе. В ее пределах наблюдаются три линейные впадины: Моркокинская в центре, Котуйская на северо-западе и Ленская на юго-востоке. В основании формационного ряда залегает глинисто-известняковая формация (мойероканская свита, 76 м); выше располагаются известняковая (хаастырская свита, 140 м), пестроцветная мергельно-доломитовая (агидийская свита, 43 м), рифоидная (хакомская свита, 81 м) формации. Увеличение мощности рифоидной формации связано с компенсированным погружением по зонам разломов, ограничивающих Моркокинскую и Котуйскую впадины. Завершает ряд сульфатно-мергельно-доломитовая (янгадинская свита, 75 м; холюханская и томбинская свиты, 195 м) формация. В Ленской впадине присутствует лишь известняково-доломитовая формация (меикская свита, около 300 м).

Кочумдекская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, в основном известняковая СФЗ расположена на юго-западе СП. Структурный план зоны во времени менялся от моноклизы, погружающейся в северо-восточном направлении в начале этапа, до обособления к концу этапа двух конседиментационных впадин Вороговской и Вивинской, разделенных Бахтинским поднятием. Формационный ряд, характерный для зоны, начинается с гравелито-песчаной формации (низы кочумдекской свиты, 8 м), залегающей с небольшим структурным несогласием на различных горизонтах ордовика. Выше располагаются сероцветная глинисто-известняковая (большая часть разреза кочумдекской свиты, 70 м), пестроцветная глинисто-известняковая (кулинная свита, 40 м), рифоидная (развилкинская свита, 25 м), глинисто-известняковая (усасская толща, 45 м) и сульфатно-глинисто-доломитовая (нимская свита, до 200 м) формации. Содержание терригенного материала в составе формаций увеличивается с севера на юг, что указывает на область сноса к югу от данной СФЗ.

Алдано-Анабарская филократонная СФО корообразования занимает восточную и юго-восточную части платформы. Из-за пост-нижнедевонского размыва большая часть силурийских и нижнедевонских отложений эродирована. Судя по сохранившимся выходам нижнего силура на западном склоне Анабарского поднятия в эпоху наибольшей трансгрессии ранне-среднелландоверийские отложения перекрывали ордовик и нижележащие кристаллические породы докембрия, и представлены сокращенными по мощности (орачинская свита, 40—52 м) мелководно-морскими карбонатными породами — органогенно-детритовыми известняками, водорослевыми доломитами, в основании разреза — мелкогалечными конгломератами.

Нюйско-Березовская авлакогенная карбонатно-терригенная пестроцветная сульфатоносная СФО расположена в восточной части платформы, где образует одноименную впадину северо-восточного простирания. Во впадине развивались две глубокие мульды также северо-восточного простирания, отвечающие инициальной стадии рифтогенных прогибов следующего этапа развития. Силурийские формации с небольшим угловым несогласием залегают на верхнем ордовике. Величина перерыва оценивается в интервале верхний карадок—нижний лландовери. Формационный ряд начинается ритмично построенной сероцветной известняково-доломитово-долеритовой формацией. В основании ритмов — бедная раковинная фауна, в кровле — глиптоморфозы каменной соли (меличанская свита, 60 м). Выше — пестроцветная сульфатоносная глинисто-алевритово-доломитовая формация с эвриптеридами и бедной раковинной фауной (утаканская свита, 160 м), известняковая формация органогенно-детритовых известняков (нюйская свита, 60 м), пестроцветная сульфатно-глинисто-доломитовая формация с минерализацией бари́та, целестина, глиптоморфозами каменной соли (нерюктейская свита, более 100 м). Общая мощность формационного ряда составляет по р. Нюя около 400 м и увеличивается к юго-востоку.

Кежемская приорогенная терригенная и герригенно-карбонатная красноцветная СФО расположена на юге платформы и образует конседиментационную впадину, разделенную Ковенским валом на две мульды. Области сноса располагались в пределах Восточного Саяна и на Енисейском кряже. На востоке формационный ряд начинается маломощными известняково-доломитовыми формациями с морской фауной, сменяющимися выше красноцветной песчано-алевритовой формацией с глиптоморфозами соли (рассохинская свита, 95 м). Эта карбонатно-терригенная формация с размывом и небольшим угловым несогласием залегает на братской свите среднего—верхнего ордовика. На западе присутствует существенно сероцветная терригенная формация (балтуринская свита, 50 м) с морской фауной и остатками рыб. Взаимоотношения этой толщи с ордовиком не установлены.

За пределами обнаженной части Сибирской платформы образования силурийско-раннедевонского этапа эродированы или перекрыты более молодыми отложениями.

На западе под мезозойско-кайнозойским покровом Западно-Сибирской низменности в меридиональной полосе шириной 100—200 км наблюдаются сокращенные карбонатные разрезы.

На востоке граница со складчатыми областями перекрыта мощнейшими мезозойскими отложениями верхоянской области, но по данным скважин вблизи устья Лены сюда продолжают карбонатные отложения силура (мощность 200 м).

На юге в пределах Западных и Восточных Саян существовали хатакратонные области с мощным карбонатно-терригенным осадконакоплением, которые в позднем палеозое испытали складчатые деформации и были в значительной степени эродированы.

**Девонско-раннекаменноугольный (раннее турне) тектонический этап** резко отличается от структурного плана предыдущего этапа. Принципиально новым является проявление системы рифтогенеза, которая в известной мере унаследовала план рифтовых систем раннепротерозойского и рифейского этапов (Уджинский, Уринский, Игарско-Норильский и др.). Хатакратонные структуры, унаследованные от предыдущего этапа, значительно уменьшились и испытали тенденцию к полному их закрытию; формировались они в условиях отступления моря и господства лагунных обстановок. Горизонтальные растяжения испытали некоторые окраины, прилегающие к областям, охваченным сводово-глыбовыми процессами. В результате девонского рифтогенеза формировались внутриконтинентальные линейные мульды, опоясывающие платформу с севера, северо-запада и северо-востока, а также линейные глубокие мульды (Кемпендйская, Бгыатинская) Вилуйско-Патомского рифта, отсекающие Алданский филократон от большей части платформы. Вдоль южных окраин СП в результате глыбовых движений, связанных с рифтогенезом, формировались асимметричные впадины типа межгорных (Рыбинская и Кемчугская), предгорных (Канско-Тасеевская) и присводовых прогибов (Киренско-Челедуйский). Мафитовый (толеитовый) магматизм проявился в интервале с живетского по франский век включительно (370—335 млн лет), т. е. в главную фазу рифтогенеза, несколько опережая кимберлитовый, отвечающий интервалу 350—340 млн лет. Трахибазальтовый и ийолит-карбонатитовый магматизм также следует за толеитовым и тяготеет к зонам пересечения палеорифтов глубинными сдвигами. Кимберлитовый магматизм пространственно смещается к зонам разломов, расположенным субпараллельно рифтам в стабильных архейских блоках. Формационные ряды этапа формировались ограниченно на трансгрессивной, незначительно на инундационной и широко на регрессивной и эмерсивной стадиях; последняя имеет большое металлогеническое значение. В целом при направленном полистадийном развитии девонский этап, в котором проявились все четыре его стадии, обладает специфическими чертами развития с появлением дополнительных ритмов трансгрессивных (в начале эйфеля, живета, раннего и позднего франа) и регрессивных стадий (в конце эйфеля и живета).

На этапе выделяются Северо-Тунгусская хатакратонная, Имангдинская и Таймырская авлакогенные (рифтогенные), Прибайкало-Енисейская телеорогенная, Вилуйско-Патомская и Уджинская рифтогенные, Алданская, Енисейско-Анабарская и другие филократонные СФО. В пределах последних двух периодически существовали условия, благоприятные для образования кор выветривания (прил. 10).

Северо-Тунгусская хатакратонная карбонатно-терригенная сульфатоносная и соленосная пестроцветная СФО располагается под северной частью Тунгусской синеклизы в бассейнах рек Котуй, Маймеча, Сиды, Мойеро, Вилуйкан и Нижняя Тунгуска, где образует геолинзу, переходящую по латерали в Имангдинскую авлакогенную СФО на западе и Бахтинскую телеорогенную СФЗ на юго-западе. СФО характеризуется небольшими мощностями, множеством перерывов, преобладанием лагунных и мелководных условий осадконакопления и отсутствием грубообломочного материала. Появление растительности на суше, образование сидеритов и окислов марганца (реки Джалтул, Кулюмбе) указывают на то, что климат в начале этапа (в разведочнинское время) отвечал климату умеренного пояса. Гумидный климат в условиях разведочнинской трансгрессии моря на платформу вызвал повышение солености вод, создавшее восстановительную среду, благоприятную для образования сидерито-марганцевого оруденения и фосфоритовых мелкожелваковых и ракушняковых руд. Образовалась СФО при хатакратонном режиме в условиях чередования обстановок шельфа и аридных наземных равнин, распространявшихся далеко за северные контуры области.



Имангдинская авлакогенная терригенно-карбонатная сульфатоносная и соленосная пестроцветная СФО расположена на севере платформы, где осложняется Харае-лахской, Норильской, Вологодчанской и Нордвической мульдами. Формационный ряд СФО обладает наиболее полным разрезом девона Сибирской платформы. Несмотря на большие площади распространения мантуровской соленосной формации, каменная соль приурочена к узкой полосе прогибов, прослеживающихся вдоль северо-западного и северного краев платформы (Приенисейский прогиб, Хагангская и Нордвическая впадины). Садка сульфатов дудинской формации, большая их мощность, отсутствие органической жизни и незначительный привнос обломочного материала указывают на образование ее в условиях жаркого и сухого климата в обстановке прогибающейся лагуны, окаймленной с юга и востока низменной сушей. Формация накапливалась после регрессии моря, покинувшего Сибирскую платформу. Формационный ряд СФО формировался в четырех обособленных линейных бассейнах (желобах) северо-восточного и субширотного простирания, разделенных тремя валлообразными грядами. Гряды сложены криноидными известняками и доломитами, на бортах их развиты брекчии, а в мульдах — сульфатные образования. Норильская и Арылахская гряды расположены под Норильской и Хараелахской мульдами триаса (Малич, 1975). Образование формационного ряда происходило в условиях повторного образования рифтов. Большое значение для познания СФО имели работы А. К. Крыловой, Г. Д. Маслова, В. В. Меннера, Р. Г. Матухина, В. С. Нестеровского, В. А. Черепанова и др.

Таймырская авлакогенная СФО расположена на севере Таймыра, где образует три СФЗ северо-восточного простирания: Пясино-Ленинградскую терригенную черносланцевую, Ленивенско-Клюевскую терригенно-карбонатную и карбонатную, преимущественно доломитовую и Тарейско-Фаддеевскую терригенно-карбонатную сульфатоносную пестроцветную. Первую СФЗ составляет углеродисто-кремнисто-глинисто-сланцевая формация (устыясинская свита, более 410 м). Во второй СФЗ образуются кремнисто-доломитово-известняковая (пряминская свита, 200 м), доломитовая (приморская свита, 1000 м) и доломитово-известняковая (фаддеевская свита, 500 м) формации. Третью СФЗ составляют пестроцветная глинисто-известняково-доломитовая (тарейская свита, 425 м), известняково-доломитовая местами гипсоносная с линзами рифогенных доломитов (хрустальнинская свита, до 420 м) и известняковая (валентиновская свита, до 630 м) формации. Два максимума трансгрессии (пражская и франская) способствовали выравниванию условий осадконакопления во второй и третьей зонах. Во время фаменской регрессии восточная часть бассейна перестала существовать, а на Центральном Таймыре сохранился остаточный бассейн.

Прибайкало-Енисейская телеорогенная СФО в виде узкого пояса асимметричных впадин типа межгорных (Рыбинская и Кемчугская) и предгорных (Канско-Тасеевская, Бахтинская и Орночскойская) протягивается вдоль окраин платформы. Они возникли в результате глыбовых движений. Выделяются Канско-Тасеевская и Бахтинская телеорогенные СФЗ и Киренгско-Пеледуйская телеорогенная СФО.

Канско-Тасеевская телеорогенная красноцветная терригенная СФЗ расположена на юго-западной окраине платформы и связана по латерали с соседней Рыбинской межгорной впадиной. Заложение и накопление формаций СФЗ относится к живетскому веку, когда область Гутарского выступа, охваченная в раннем девоне и в эйфельском веке глыбовыми движениями, начала стабилизироваться, а районы вдоль Присаянья — вовлекаться в сферу опусканий. СФЗ имеет асимметричное строение — с более пологим северным крылом. Формационный ряд СФЗ залегает со структурным несогласием на более древних образованиях. Ряд заканчивают, знаме-



ную собой эмерсивную стадию развития, лампроитовая (окинский комплекс) и ийолит-карбонатитовая (зиминский комплекс) формации, приуроченные к зонам разломов северо-западного простирания, расположенным на соседнем Гутарском выступе. Для формационного анализа СФЗ большое значение имеют работы Э. Н. Янова, М. А. Жаркова, Л. Ф. Туровой и др.

Бахтинская телеорогенная терригенная и карбонатно-терригенная красноцветная СФЗ вскрывается на западе платформы в бассейнах рек Бахта, Фатьяниха и низовьях Подкаменной Тунгуски. Структурный план СФЗ имеет форму асимметричной чашеобразной конседиментационной Бахтинской впадины, открывающейся к северо-востоку. Впадину осложняют малоамплитудные конседиментационные валы северо-западного простирания (Бахтинский, Верхне-Бахтинский), мульд (Кузьмовская) и многочисленные купола (Тынепский, Дельтулинский и др.). Впадина заложилась в эйфельском веке синхронно с воздыманием Енисейского кряжа и Туруханского поднятия. СФЗ характеризует сокращенный формационный ряд, состоящий из трех формаций. Тынепскую конгломератово-песчаниковую красноцветную формацию характеризует рутил-циркон-лейкоксен-турмалиновая ассоциация минералов, идентичная синхронной ей молассоидной формации северной части Енисейского кряжа, что указывает на их образование за счет разрушения однотипного источника, располагавшегося в пределах Енисейского кряжа и его продолжения к северо-западу. Юкгинская известняковая формация сформировалась в результате крупнейшей трансгрессии арктического моря, затопившего большую часть платформы. Дявдакитская сульфатно-карбонатная формация формировалась в отмирающей лагуне, знаменуя собой заключительную стадию развития бассейна.

Киренгско-Пеледуйская телеорогенная терригенная красноцветная СФО отвечает одноименному предгорному прогибу, развивавшемуся вдоль среднепалеозойского орогена, существовавшего на месте современного Байкало-Патомского нагорья. Прогиб разделен Пеледуйским поднятием на две конседиментационные линейные впадины северо-восточного простирания — Орночеканскую и Приленскую, отвечающие двум одноименным СФ зонам. Формации изучались А. П. Лобановым, М. А. Сендеровым и Л. М. Дашкевичем. Орночеканскую впадину характеризует красноцветная конгломератово-песчаниковая (орночеканская свита, 600—650 м). В Приленской впадине сохранились от размыва красноцветная известняково-глинистая (нерюктейская свита, 70—400 м), кварцево-песчаниковая (низы тангилахской свиты, 50—70 м) и толеит-базальтовая (верхи тангилахской свиты, 50—70 м) формации.

Вилуйско-Патомская рифтогенная сульфатно-терригенная карбонатно-вулканогенная СФО прослеживается от среднего течения р. Лена на северо-восток в бассейн нижнего течения р. Вилуй, где образует ряд овальных впадин, испытавших инверсию (Ыгыаттинская, Березовско-Кемпендяйская) и поднятий (Сунтарское, Уринское), ориентированных в северо-восточном направлении. СФО ограничена с северо-запада Вилуйско-Мархинской и с юго-востока Чаро-Синской зонами разломов. Контайско-Джербинская зона разломов осложняет его центральную часть. Зоны разломов прослеживаются на сотни (до 900 км) при ширине от 20 до 60 км. В них развиты глыбово-взбросовые дислокации, контролируемые кулисообразно расположенные и пересекающиеся дайки долеритов мощностью от нескольких до 80 м, к этим же зонам приурочены кимберлитовые трубки, группирующиеся в кимберлитовые поля. Благодаря инверсии впадин в конце девона СФЗ выражена частично в структурах верхнепалеозойского СЯ. Накопление осадочных формаций СФЗ началось в эйфельском веке в его юго-западной части, где в предгорных прогибах мелководные водоемы заполнялись материалом, сносимым

с Байкало-Патомского нагорья. В живетском веке в опускание была вовлечена вся область с формированием красноцветных алевро-аргиллитовых формаций. Фиксируется несколько кратковременных ингрессий моря с северо-запада. Одновременно в мелководном бассейне (Березовско-Кемпендйская впадина) происходило излияние базальтов. В позднем девоне и до начала раннего карбона СФО превратилась в замкнутый солеродный бассейн, где накапливались мощные пласты соли и песчано-глинистые формации, содержащие прослои и пачки с телепирокластической. На протяжении своего развития (за исключением кратковременных эпизодов в позднеживетском веке) СФО была изолированной, о чем свидетельствует эндемичность остатков ихтиофауны. СФО характеризуют формации регрессивной и эмерсивной стадий; на последней внедрялись магматические формации мафитового, щелочно-мафитового и щелочно-ультрамафитового составов. Толсит-долеритовая (дайки жаровского, вилюйско-мархинского, контайско-джербинского и чаро-синского комплексов мощностью до 250 м и протяженностью до 250 км), граносиенит-долеритовая (дайки нучалинского комплекса мощностью 50—250 м и протяженностью десятки километров) и трахидолеритовая (мощность силлов 10—200 м и даек — 50—100 м) формации контролируются Вилюйско-Мархинской, Чаро-Синской и Далдыно-Мунской зонами разломов.

Сопоставление составов основных пород обнаруживает существование пространственных петрохимических трендов, характерных для магматических образований рифтовых зон. Долериты даек приосевой части рифта по сравнению с дайками на его бортах заметно обогащены магнием, обеднены железом, несколько обогащены титаном и натрием. Наиболее низкожелезистые и бедные калием базальты, залегающие в основании разреза, приурочены к зоне, примыкающей к северо-западному борту рифтогенной структуры. В залегающих выше по разрезу относительно более железистых базальтах от обеих бортов к осевой части рифта уменьшается концентрация калия, увеличивается содержание магния и титан-железное отношение, которые являются индикаторами более интенсивного растяжения и более высокотемпературного режима выплавления магмы из субстрата. Базальты и трахибазальты с натриевым типом щелочности приурочены к северо-восточному флангу рифтогенной структуры, где отмечаются максимальные мощности вулканических толщ. Это свидетельствует о более высокой температуре их выплавления и более массовом его характере. Формирование рифта обусловлено возникновением гигантской зоны растяжения в восточной части платформы, начавшегося в эйфеле, причем оно было более значительным на северо-востоке и затухало к юго-западу. Это свидетельствует о ротационном характере движений, которые привели к раскрытию рифта. Разломы коры имели главным образом листрический характер и падали в южном направлении. Основание рифта имело блоковое строение, дифференциальные движения этих блоков обуславливали многие черты осадконакопления и вулканизма. Интенсивное растяжение коры отражает подъем мантийного диапира на более высокий уровень, что приводит к более полному и массовому плавлению, появлению высокомагнезиальных пород с умеренным содержанием калия и повышенным титан-железным отношением. Этот эффект проявляется в осевой части рифта и усиливается по его простиранию к северо-востоку.

Кимберлиты якутского типа располагаются дискретно и образуют группы сближенных тел (полей). Различаются Малоботуобинское, Далдыно-Алакитское, Мунское, Чемурдахское, Мерчимденское и другие кимберлитовые поля [Геологические..., 1974; Милашев, 1990]. Малоботуобинское кимберлитовое поле контролируется Вилюйско-

Мархинской зоной разломов, для которой характерны глыбово-сбросовые дислокации. Все остальные поля локализируются в пределах Далдыно-Мунской зоны разломов, расположенной параллельно простиранию Вилуйско-Патомского рифта. Таким образом, развитие Вилуйско-Патомской рифтовой системы происходило, по В. В. Гайдуку [1988], в три стадии. В среднем девоне заложилась пологая депрессия, затем внедрились тела толеит-долеритовой, трахидолеритовой формации и базальтовые трубки взрыва, излились лавы трахибазальтовой формации и возникло «сводовое поднятие»; в позднем девоне—раннем карбоне в условиях проседания формировались рифтовые долины, сопровождавшиеся извержением пирокластического материала кислого и кремнисто-щелочного состава. В зонах разломов вдоль палеорифтовых структур внедрились долериты и кимберлиты.

В пределах Уджинского рифта рифея произошла реактивизация его в девоне с внедрением ийолит-карбонатитовой формации (418—334 млн лет), представленной нефелиновыми и щелочными сиенитами, ийолитами, ийолит-уртитам и мельтейгитами, занимающими 50 % площади массивов Томтор и Богдо.

### РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ТРИАСОВЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Тектонический цикл знаменует собой крупную веху в истории развития СП, отражающую деструкцию Палеопангеи, обусловившую резкую смену тектонических режимов и кардинальную перестройку структурного плана. На смену хатократонным эпиконтинентальным карбонатным шельфам и лагунам аридных равнин раннего и среднего палеозоя пришли телеорогенные (присводовые) прогибы и гумидные равнины позднего палеозоя, гигантские проявления магматизма в раннем триасе; последний обусловлен процессами рассеянного рифтогенеза (толеитовый магматизм Тунгусской амфиклизы) и сопряженного с ним на сопредельных площадях (Предтаймырский прогиб) рифтогенеза, контролирующего формации щелочно-мафитового, мафит-ультрамафитового и щелочно-ультрамафитового составов. Сибирская платформа испытала общее воздымание в конце цикла с образованием кор выветривания на пенепленизированной равнине. Начало тектонического цикла относится к позднему турне, а завершение — к триасовому периоду. В течение тектонического цикла четко различаются три этапа, структуры которых разделены между собой небольшими структурными несогласиями. Первый тектонический этап отвечает трансгрессивной, инундационной и весьма ограниченно регрессивной стадиям раннекаменноугольной эпохи, второй формировался на регрессивной стадии среднекаменноугольно-пермского периодов и третий — на эмерсивной стадии триасового периода. Раннему этапу отвечает формационный ряд, сложенный позднепалеозойско-визейскими, в основном терригенными, карбонатными и терригенно-карбонатными формациями, второму этапу — ряд, сложенный угленосными формациями двух угленосных бассейнов — Тунгусского и Таймырского. На позднем этапе формировалась гигантская геолинза толеитовых базальтов, их туфов и коры выветривания.

В целом формирование структур тектонического цикла проходило в условиях высокого стояния платформы (выше уровня Мирового океана), что и обусловило накопление формаций преимущественно регрессивной (часть раннего и среднего этапов) и эмерсивной (поздний триасовый этап) стадий. Важнейшей особенностью цикла является образование крупной структуры — Тунгусской синеклизы, сложенной угленосными формациями одноименного бассейна и уникальной по своему масштабу толеит-базитовой формацией. Наряду с Тунгусской синеклизой, тектонический цикл характеризуют обширные прогибы, опоясывающие платформу вдоль

северных и восточных ее окраин, граничащих с разновозрастными формациями, образовавшимися впоследствии складчато-надвиговые системы Верхоянья и Таймыра. Важная особенность цикла — проявление на конечном этапе рифтогенеза рудоносных формаций, связанных преимущественно с ультрамафитовым и щелочно-ультрамафитовым магматизмом.

**Раннекаменноугольный тектонический этап** характеризуется формированием хатакратонных и рифтогенных структур, а также развивающихся унаследованно с предыдущего этапа на постинверсионной стадии впадин Вилуйско-Патомского рифта. Хатакратоны слагают обширную впадину на севере платформы, предшествующую заложению Енисей-Хатангского мезозойского прогиба, серию линейных впадин и прогибов западной части платформы, где образуют постель триасовых мульд Игарско-Норильского рифта, и серию впадин в центральной части платформы (по линии Подкаменная Тунгуска—Вилуй), где закладывался Ангаро-Вилуйский внутриплатформенный прогиб, возникший в зоне рифтогенных разломов среднего палеозоя. Приорогенные структуры образуют на самом юго-западе платформы асимметричную линейную впадину предгорного (присводового) типа. Рифтогенные структуры этапа в бассейне р. Вилуй, наращивая, образуют центральные части Кемпедяйской и Ыгыатинской мульд Вилуйско-Патомского рифта. Формационные ряды этапа формировались широко на трансгрессивной и инундационной, ограниченной на регрессивной и весьма ограниченной на эмерсивной стадиях; магматические формации проявились только в рифтовых структурах, где представлены толлит-базальтовой (до 80 м), долеритовой и кимберлитовой формациями эмерсивной стадии. Кимберлиты формировались на плечах рифта и образуют полосу северо-восточного простирания от Присаянья на юге до низовьев р. Оленек на северо-востоке платформы.

Площадь, занимаемая структурами этапа, составляет около 25 % территории платформы. Мощность формационных рядов колеблется от 50 до 200 м в хатакратонах, от 400 до 755 м (реже до 1800 м) в постинверсионных впадинах над трогами рифтов предыдущего этапа. Формационные ряды этапа образуют следующие СФО: Тушамско-Фатьяниховскую хатакратонную терригенную сероцветную, Брусскую хатакратонную карбонатно-терригенную и карбонатную, преимущественно известняковую, Канско-Тасеевскую приорогенную карбонатную и карбонатно-терригенную пестроцветную, Фокинскую и Кютюнгинскую авлакогенные карбонатно-терригенные сульфатноносные и соленосные пестроцветные, Вилуйско-Патомскую рифтогенную сульфатно-терригенную карбонатно-вулканогенную, Быррангскую авлакогенную карбонатно-терригенную и карбонатную, преимущественно известняковую и Северотаймырско-Челюскинскую сводово-плутоническую (филократонную) гранит-гранодиоритовую с пегматитами.

Тушамско-Фатьяниховская хатакратонная терригенная сероцветная СФО слагает небольшие изолированные площади на севере Иркутского амфитеатра, в Ангаро-Вилуйском прогибе и в низовьях рек Подкаменная и Нижняя Тунгуска. Отдельные поля представляют собой фрагменты былой единой хатакратонной геологической либо являлись небольшими изолированными пресноводными континентальными бассейнами. В строении СФО в бассейне р. Непа участвуют кварцево-песчаниковая (верхняя часть турнейского яруса, 30 м) формация, залегающая на коре выветривания верхнеордовикских отложений, гравелитово-песчаниковая (низы визейского яруса, до 40 м) и песчаниково-глинистая (средняя и верхняя части визейского яруса, до 140 м) формации. В бассейне р. Чуня формационный ряд слагают песчаниково-глинистая (шушукская свита, до 40 м), залегающая со структурным несогласием на нижнеордовикских отложениях, и после небольшого стратиграфического перерыва

сменяющаяся песчаниково-глинистой (серпуховский ярус, до 30 м) формацией. На междуречье Подкаменной и Нижней Тунгусок в бассейнах рек Сурингда и Чиноко в основании формации слой конгломератов содержит плохоокатанную гальку (до 2 см) базальтов, по-видимому, девонского возраста. К юго-западу, ближе к области сноса, СФО слагают кварцево-песчаниковая (кондроминская свита верхнего турне, до 180 м) и латерально замещающая ее известняково-глинисто-песчаниковая (джалтулинская свита, 40—75 м) формации; последняя накапливалась в переходной зоне, отделявшей прибрежную замкнутую впадину от открытого морского бассейна. Кондроминская формация отлагалась в прибрежной части бассейна, по-видимому, ненормальной солёности, на что указывает отсутствие органических остатков. На р. Фатьяниха СФО представлена только глинисто-песчаниковой с пирокластическим материалом (фатьяниховская свита верхнего визе, до 70 м) формацией; на реках Ангара и Иркеева — глинисто-песчаниковая формация (тушамская свита, позднее визе, до 140 м), имеющая преимущественно песчаниковый состав и содержащая, по данным М. И. Грайзера и С. Ф. Ульмасвай, несколько прослоев туфов и туфитов кислого состава.

Брусская хатакратонная терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно известняковая СФО охватывает северную и северо-западную части платформы. В бассейне р. Брус ее слагают известняковая (ханельбиринская свита верхнего турне, до 60 м), доломитово-известняковая (серебрянский горизонт раннего визе, до 8 м), кремнисто-известняково-мергелевая (тундринская свита, раннее визе, до 72 м) и известняково-глинисто-песчаниковая (брусская свита верхнего визе, до 68 м) формации. Вдоль Анабарского поднятия Брусская СФО редуцирована; ее слагают кварцево-песчаниковая и известняковая (ханельбиринская свита, до 45 м) формации. На северо-востоке платформы в низовьях р. Лена СФО слагают кремнисто-песчаниково-доломитовая (низы бастахской свиты, раннее турне, 60 м), кремнисто-глинисто-известняковая (верхи бастахской свиты верхнего турне, до 280 м) и кремнисто-глинисто-известняковая (атырдаахская свита визейского века, до 360 м) формации. Морской бассейн севера платформы и Таймыра соединялся с Верхоянским, Сетте-Дабанским и Западно-Сибирским (до Кузбасса включительно) морями. Интенсивное химическое выветривание на огромной Ангарской и Анабарской суше обусловило поступление в морской бассейн глин, содержащих, по определению Е. П. Акульшиной, монтмориллонит и каолинит. В основании аналогичного формационного ряда на Таймыре содержатся бокситы.

Канско-Тасеевская приорогенная терригенная и терригенно-карбонатная пестроцветная СФО вскрывается вдоль южного обрамления платформы, где после незначительного стратиграфического перерыва — поздний фамен и самые низы раннего турне — образует южную и западную части Канско-Тасеевской приорогенной впадины. Ее слагают алевролитово-песчаниковая с конгломератами (баеионовская свита, раннее турне, 20—186 м) и кремнисто-известняково-мергелевая (топорокская свита, верхи раннего турне, 45—90 м) формации, на которых с размывом залегают песчаниково-глинистая (красногорьевская свита, позднее турне—визе, 330 м) формация. Пирокластический материал, составляющий местами до 80 % объема формации, связан с проявлением вулканизма в смежных областях, под чехлом Западно-Сибирской плиты, либо в Монголии.

Фокинская авлакогенная карбонатно-терригенная сульфатоносная пестроцветная СФО расположена на северо-западе СП и включает Вологодчанскую и западное крыло Норильской мульды. Ее слагают известняковая (ханельбиринская свита позднего турне, до 80 м), доломитово-известняковая (серебрянская свита ранневизейского века, до 18 м), сульфатно-глинисто-карбонатная (низы тундринской свиты визейского

яруса, до 112 м) и кремнисто-известняково-мергелевая (верхняя часть тундринской свиты визе, до 32 м) формации.

Кютюнгинская авлакогенная карбонатно-терригенная сульфатонесная пестроцветная СФО слагает ограниченный разломами Кютюнгинский грабен, вскрывающийся в бассейнах рек Кютюнде и Нюча-Юреге (притоки р. Оленек). СФО залегает со структурным несогласием на верхнекембрийских отложениях с галькой кембрийских пород в конгломератах. Формационный ряд образуют песчаниково-глинистая (нюча-юрегенская свита, ранее турне, 60 м), известняково-кремнисто-доломитовая (толуопская свита позднего турне, 180 м), гипсово-доломитовая (кысылаханская свита раннего визе, 90 м) и известняковая (удагенская свита позднего визе, до 60 м) формации. Вдоль Молодо-Уджинской зоны разломов по окраинам СФО развита толлит-долеритовая формация (молодо-уджинский комплекс) [Масайтис и др., 1975]. Наличие кимберлитовой формации в конце предыдущего этапа предполагается на основании находок пиропов и пикроильменита в базальных горизонтах песчаниково-алевролитовой формации.

Вилуйско-Патомская рифтогенная осадочно-вулканогенная СФО продолжает унаследованно развиваться в инверсионную стадию после небольшого перерыва над одноименной СФО девонского этапа. Различаются две СФЗ: Ыгыаттинская и Кемпендяйская рифтогенные осадочно-вулканогенные, контролирующиеся одноименными впадинами.

Ыгыаттинская рифтогенная СФЗ занимает центральную часть Ыгыаттинской впадины. Она залегает со структурным несогласием на отложениях от среднего ордовика до верхнего девона. В ее составе выделяются алевролитово-песчаниковая (эмяксинская свита раннего турне, до 350 м) с покровами (до 80 м) лейкократовых базальтов и согласно залегающая на ней пестроцветная карбонатно-алевролитово-песчаниковая с прослоями пепловых туфов (онкучахская свита позднего турне, до 155 м) формации. Базальтовые покровы в нижней части алевролитово-песчаниковой формации и кимберлитовая формация знаменуют собой последние вспышки среднепалеозойского магматизма, проявившегося в эмерсивную стадию, охватывающую и ранний турне. О раннетурнейском возрасте базальтов свидетельствует содержащийся в алевролитово-песчаниковой формации комплекс ихтиопозвоночных, существовавших в самом раннем турне, и отсутствие «панцирных» рыб, исчезнувших в конце девона.

Кемпендяйская рифтогенная СФЗ слагает одноименную впадину (бассейн р. Вилуй). Ее образуют карбонатная глинисто-песчаниковая (первая пачка курунгурахской свиты раннего турне, до 140 м), мергелево-доломитово-соленосная (вторая пачка курунгурахской свиты раннего турне, до 215 м), песчаниково-известняковая (третья пачка курунгурахской свиты, до 135 м) и туффито-песчаниковая (четвертая пачка курунгурахской свиты, от 85 до 265 м) формации. Туффовый материал в виде пепловых туфов содержится во всех формациях СФЗ. Ыгыаттинская и Кемпендяйская СФЗ формировались в условиях лагун, затопляемых временами морем, и отражают заключительную стадию активности Вилуйско-Патомской рифтогенной системы.

Бырангская авлакогенная карбонатно-терригенная и карбонатная, преимущественно известняковая СФО занимает на Горном Таймыре центральную и южную его части. К югу она переходит в Брусскую однотипную СФО северного фаса СП, а к северу — в одновозрастную Северотаймырско-Челюскинскую сводово-плутоническую гранит-гранодиоритовую с гранитными пегматитами СФО. Бырангскую СФО слагают три СФЗ: Енисейско-Пясинская на западе Таймыра, сложенная в основном глинисто-известняковой (зеледевская толща, турне—визе, 400—565 м) и битуми-

нозно-известняковой (перекатинская толща, турне—визе, до 250 м) формациями; Тарейская СФЗ, представленная рифонидной формацией (вольнинская свита, ранний—средний карбон, 180—440 м); третья, Быррангская СФЗ, накапливала известняковую (дикарабигайская свита, турнейский ярус, 420 м), кремнисто-известняковую (кыйдийская свита, раннее визе, до 400 м) и строматолитово-известняковую (верхотаймырская свита, верхнее визе—серпуховский ярус, 630—930 м) формации. На р. Нюнькаракутара в основании базальной формации, залегающей на корях выветривания по девонским породам, содержится двухметровый горизонт бобовых аллювиев и ферроаллювиев. Накопление формаций СФО происходило в условиях шельфа открытого мелкого моря с нормальной соленостью. К концу раннекаменноугольного этапа появляются признаки регрессии моря.

Северотаймырско-Челюснинская сводово-плутоническая гранит-гранодиоритовая с пегматитами СФО занимает северный фас Горного Таймыра от бассейна р. Ленивая на западе до мыса Челюсин на востоке. Область формировалась в условиях сводового поднятия, развивающегося синхронно с образованием к югу от нее Быррангского авлакогенного прогиба. В сводово-плутонической СФО произошло внедрение гранит-гранодиоритовой (с пегматитами) формации, представленной медвежинским гнейсо-гранитовым, палласовским гранодиорит-гранитовым, еремеевским гранитовым (306 млн лет) и бирулинским гранит-лейкогранитовым (с пегматитами) (320—280 млн лет) комплексами в Прибрежно-Карском районе на западе СФО, коломейцевским диорит-гранодиоритовым (249—255 млн лет) в центральной части СФО (Коломейцевско-Чукчинский район), первомайским гранитным (320 ± 15 млн лет) и лодочниковским диорит-гранодиоритовым (320—350 млн лет) комплексами на востоке СФО (Челюсинский район). Все формации СФО контролируются трансформными субмеридиональными разломами.

**Среднекаменноугольно-позднепермский тектонический этап** охватывает среднекаменноугольно-позднепермскую эпоху. Для изучения этапа большое значение имели работы С. В. Обручева, Г. И. Радченко, Н. А. Шведова, Н. Г. Вербицкой, Ю. Г. Гора, В. И. Будникова, С. Ф. Павлова, Г. Н. Садовникова, В. М. Никольского, В. А. Федотовой, А. Б. Гуревича. Геолитизация образований тектонического этапа залегают со структурным несогласием на различных срезах рифейско-палеозойских структурных ярусов чехла платформы. Структуры рассматриваемого этапа характеризуются образованием обширных телеорогенных и приорогенных прогибов вдоль сводовых поднятий и широким развитием филократонов. Телеорогены развивались на северо-западе, севере и востоке платформы, где образовали ложе крупнейшей платформенной структуры — Тунгусской и Вилуйской синеклиз. На севере телеорогенные структуры подстилают мезозойскую Енисей-Хатангскую и Лено-Анабарскую впадины и переходят в приорогенный прогиб на Горном Таймыре, где образуют две крупные изолированные линейные впадины (Западно- и Восточно-Таймырскую). К востоку структуры этапа переходят в синхронный им перикратонный Приверхоинский прогиб. Приорогенные прогибы, возникшие на западе платформы и на Таймыре, осложненные рядом высококонтрастных структур типа валов и мульд, переходят по латерали во впадины, отвечающие телеорогенным структурам. Приорогенные прогибы возникли в результате компенсированных движений (надвиганием рамы на присводовый прогиб), вызванных развитием сводовых поднятий в центральной части Западно-Сибирской равнины и Карского свода на Горном Таймыре. Поднятия являлись ареной заложения рифтогенных систем, захватывающих северную и западную части платформы, Енисей-Хатангский прогиб. Разломы, возникшие вдоль сводовых поднятий, явились путями тепломассопереноса, обусловившего закономерную зональность метаморфизма углей, убывающую в сторону от



зон разломов. Латеральная изменчивость состава формационных рядов и степень их угленосности происходит с запада на восток платформы, а также с юга на север. На западе платформы и на Горном Таймыре формации формировались в условиях при-сводовых гумидных равнин, периодически затоплявшихся морем, а на востоке — в сторону Верхоянья — в условиях шельфа или перикратонного опускания. В целом развитие этапа обозначило начало тенденции общего воздымания платформы и окончательного ухода моря с ее территории. Площадь, занятая аккумулятивными структурами этапа, составляла около 70 % территории платформы. Мощность формаций этапа колеблется от 500 до 8090 м в приорогенных структурах и от 185 до 740 м в телеорогенах. Геологические формации этапа представлены несколькими родами формаций, в основном регрессивной стадии. Представители трансгрессивной, инундационной и эмерсивной стадий практически отсутствуют. В начале этапа (средний карбон) восточная граница платформы определяется заложением Приверхоянской перикратонной области. Происходит заложение Тунгусской синеклизы. Обособляются Нижнетунгусская, Центрально-Тунгусская и Ангари-Мурская впадины. На северо-западе образуется Норильско-Хараелахский прогиб, отделившийся от Тунгусской синеклизы Хантайско-Рыбнинским валом. На южной окраине конседиментационно развиваются Тасеевская, Мурская и Карадиминская впадины и разделяющие их Чунско-Бирюсинское и Ковинское поднятия. В результате трансгрессий Таймырского, Верхоянского и Енисейского морей образуется мелководный эпиконтинентальный бассейн пониженной солености. Устанавливается умеренно-теплый климат. Раннепермские отложения появляются на склонах Хантайско-Рыбнинского и Ботубинского валообразных поднятий. В центральных частях Тунгусского бассейна и Норильско-Хараелахского прогиба существовала обстановка типа современных ваттов, неблагоприятная для торфа и углеобразования. Теряется связь с Западно-Сибирским морским бассейном. В позднебургулкинское время море постепенно отступает из пределов Тунгусского бассейна и Норильско-Хараелахского прогиба, где распространяются продуктивно-угленосные лагунные отложения. К концу ранней перми море начинает покидать Таймыр. В это время на большей части Тунгусского бассейна был гумидный умеренный климат, а на северо-западе — умеренно-холодный.

В начале поздней перми вновь трансгрессируют воды морского бассейна. Норильско-Хараелахский прогиб превратился в пролив с побережьями ваттового (на западе) и лагунного (на востоке) типа. Западный склон Хантайско-Рыбнинского вала представляет собой интенсивно заболачивающуюся аллювиальную равнину. Внутренняя часть Тунгусского бассейна была охвачена заливом Хатангского моря. Енисейская возвышенность причленилась к Ангари-Ленской. Анабарская суша сократилась. В позднепелаткинско-дегалинское время западная окраина испытывает поднятие и превращается в возвышенную и низкогорную сушу: Норильско-Хараелахский прогиб, Хантайско-Рыбнинский и Курейско-Легнинский валы прекращают свое развитие. Области денудации и сноса снова являются Пур-Тазовское сводовое поднятие, Анабарская, Ангари-Ленская и Енисейская возвышенности, Патомское нагорье и Восточный Саян. Продолжается развитие Енисей-Хатангского прогиба. Отмечаются первые проявления вулканизма (амбарнинская свита Норильского района, дегалинская свита на юго-западе Тунгусского бассейна). На завершающей стадии поздней перми (гагарьостровское время) осадконакопление связано с реликтовыми озерами Нижнетунгусской и Центрально-Тунгусской впадин и юго-западным склоном Анабарской суши. Расширяется ареал вулканической деятельности: на юго-западе Тунгусского бассейна (щелочно-основные лавы в основании сыверминской свиты), в Норильско-Хараелахском прогибе (ивакинская



свита) и вдоль гор Бырранга (сырадасайская и шайтанская свиты), рассмотренные в следующем разделе. Особенностью этапа были продолжительные восходящие движения Сибирского кратона, когда были размыты девонские, силурийские, ордовикские и большой мощности кембрийские отложения и вскрыты эрозией образования криптозоа и местами архея. Восходящие движения в пределах Тунгусского бассейна в значительной степени превосходили нисходящие и создавали условия для компенсации депрессий, образовавшихся в результате опусканий. Поэтому накапливались весьма ограниченно терригенные сероцветные и широко — терригенные угленосные формации регрессивной стадии.

Главным событием этапа явилось образование угленосных бассейнов — Тунгусского и Таймырского (прил. 11).

Тунгусский угленосный бассейн слагают телеорогенные терригенные угленосные Нижнетунгусская, Катангская, Западно-Вилуйская, Ханарско-Попигайская СФЗ и приорогенные терригенные угленосные Кайерканская, Западно-Тунгусская и Ангаро-Мурская СФЗ, а также Северо-Тунгусская и Буур-Оленекская телеорогенные терригенные сероцветные СФЗ. Наиболее высокая угленасыщенность и лучшие по качеству угли (вплоть до коксующихся) приурочены к Западно-Тунгусской, Кайерканской и западной части Ангаро-Мурской приорогенным терригенным угленосным СФЗ. В целом угленосность Тунгусского бассейна увеличивается вверх по разрезу и с юга на север. В нижнепермской части разреза наиболее распространены фюзенолиты, а в верхнепермской части, наряду с ними, широко представлены гелитолиты, встречаются угли — от бурых до антрацитов. Степень метаморфизма углей увеличивается с востока на запад, а в южной части бассейна — с юга на север. Наряду с латеральной намечается и вертикальная зональность, обусловленная большей метаморфизованностью каменноугольных и раннепермских углей по сравнению с позднепермскими.

В Восточно-Вилуйской перикратонной терригенной угленосной СФО угли каменные длиннопламенные и газовые, которые к востоку переходят в жирные и коксовые.

Таймырский угленосный бассейн связан с одноименной приорогенной терригенной угленосной СФО. Угли бассейна представлены гумолитами. По степени метаморфизма от газовых до антрацитов. Степень метаморфизма углей уменьшается в восточном и южном направлениях. Месторождения каменных углей и антрацитов приурочены к нижнепермским формациям на северо-западе бассейна. Между Тунгусским и Таймырским бассейнами располагается глубокий Енисей-Хатангский прогиб (одноименная рифтогенная терригенная сероцветная СФО). Большую часть юга платформы и небольшую часть ее севера занимают филократонные корообразования Ангаро-Алданская, Анабарская и сводово-плугоническая филократонная Прибрежно-Карская СФО.

Северо-Тунгусская телеорогенная терригенная сероцветная СФЗ выделяется условно, так как прямые сведения о ней на большей части площади отсутствуют; она перекрыта толщей (до 2,5 км) вулканогенных образований перми—триаса. О ее строении и угленосности можно предполагать по анализу палеогеографической обстановки осадконакопления на рассматриваемом этапе развития Сибирской платформы. Сопоставляя строение Западно-Тунгусской приорогенной и Ханарско-Попигайской телеорогенной СФЗ, можно предполагать, что Северо-Тунгусскую СФЗ слагают песчаниково-глинисто-алевролитовая (средний карбон—ранняя пермь, до 600 м), и слабоугленосная (?) песчаниково-аргиллитово-алевролитовая (поздняя пермь) формации (до 500 м). Согласно тем же представлениям, к северу,

в Енисей-Хатангском прогибе, следует ожидать появления терригенных формаций (рифтогенная терригенная сероцветная Енисей-Хатангская СФО), образование которых происходило в условиях Таймырского моря нормальной, а затем и пониженной солености.

К востоку по северному фасу Анабаро-Оленекской антеклизы формировалась Буур-Оленекская телеорогенная сероцветная терригенная СФЗ, сложенная песчаниково-глинисто-алевролитовой формацией (около 260 м). К востоку по латерали СФЗ переходит в Восточно-Вилуюскую перикратонную терригенную угленосную СФО, залегающую на размытых отложениях нижнего—среднего палеозоя. С хамустахского времени (начало поздней перми) появляются пирокластическая и мергелево-известняково-глинистая формации. Выклиниваясь на запад, в сторону платформы, к востоку формационный ряд переходит в Верхоянскую угленосную терригенную СФО. Угленосные формации содержат от 60 до 95 угольных пластов мощностью до 6 м (0,4—6 м).

Западно-Вилуюская телеорогенная терригенная угленосная СФЗ с разрывом залегает на различных горизонтах верхнего кембрия и нижнего ордовика, занимая территорию верхнего течения Вилуя и Мархи. Угленосность формационного ряда слабая. Ханарско-Попигайская телеорогенная терригенная угленосная СФЗ расположена в бассейнах нижних течений рек Анабара, Попигая и Котуя. В верхах формационного ряда появляются седиментационные брекчии туффиново-песчаниковой формации с базальтовой пирокластикой. Угленасыщенность СФЗ увеличивается с востока на запад — от бассейна р. Попигай (2—4 пласта, мощность 0,2—1 м) к бассейну р. Котуй (до 11 угольных пластов мощностью 0,1—1,3 м), где известно Каякское месторождение.

Нижнетунгусская телеорогенная терригенно-угленосная СФЗ расположена под центральной частью Тунгусской синеклизы, где образует Чуньско-Таймуринскую и Нижнетунгусскую впадины и ряд валообразных структур (Тутончанский и другие валы). Максимальная мощность ряда формаций приурочена к осевой части Нижнетунгусской впадины. Угленасыщенность СФЗ высокая (15—23 пласта, мощность 0,1—9 м).

Катангская телеорогенная терригенная угленосная СФЗ расположена в междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски, где образует плоскую Катангскую впадину. Ряд формаций СФЗ согласно залегает на тушамской свите нижнего карбона, но отделен от нее перерывом в осадконакоплении (стратиграфическое несогласие). Наибольшая угленасыщенность приурочена к катской свите (1—9 угольных пластов; 0,2—4 м).

Вдоль западной окраины платформы и Горного Таймыра закладывается серия присводовых прогибов, в которых накапливаются приорогенные терригенные угленосные формационные ряды (Западно-Тунгусская, Кайерканская, Ангаро-Мурская и Таймырская СФЗ).

Кайерканская приорогенная терригенно-угленосная СФЗ расположена в Норильском районе, где образует Вологодчанско-Норильскую мульду. Среднюю часть формационного ряда СФЗ образует угленосная песчаниково-аргиллитово-алевролитовая формация (далдыканская, шмидтинская и кайерканская свиты, до 385 м). Углеобразование происходило в условиях прибрежно-лагунной седиментации и на низменной аллювиальной равнине, периодически затоплявшейся водами опресненного бассейна.

Западно-Тунгусская приорогенная терригенная угленосная СФЗ расположена в нижнем течении рек Нижняя Тунгуска, Курейка и Кулюмбе, где образует Курейско-Ламский приорогенный линейный прогиб. Особенностью формационного ряда,

формировавшегося в паралических условиях, является не только его мощность, максимальная для Тунгусского бассейна (до 1125 м), но и присутствие значительного числа грубообломочного материала. В конце этапа накапливается глинисто-алевролитово-песчаниково-конгломератовая формация с линзами и прослоями туфов и вулканогенно-осадочных пород (дегенская свита, 16—140 м).

По латерали, к востоку, СФЗ сменяется телеорогенными терригенно-сероцветной Северо-Тунгусской и терригенной угленосной Нижнетунгусской СФЗ. Ангаро-Мурская приорогенная терригенная угленосная СФЗ располагается в бассейне нижнего течения р. Ангара, где залегает с размывом на нижнепалеозойских отложениях. К западу и к югу формационный ряд выклинивается, а к северо-востоку по латерали сменяется Катангской телеорогенной терригенной угленосной СФЗ.

Таймырская приорогенная терригенная угленосная СФЗ формировалась в лимно-паралических условиях линейного субширотного присводового прогиба, сопряженного с Карской глыбой [Погребичкий, 1971]. Прогиб разделен Тарейским валом на две линейные впадины — Западно- и Центрально-Таймырскую. СФЗ изучали Ю. Е. Погребичкий, В. И. Устрицкий, Г. Е. Черняк, И. С. Грамберг, Ю. Г. Гор, С. Б. Шишлов и др. Северный борт прогиба располагался вдоль края современного поля выходов докембрийских образований. Формационный ряд Таймыра накапливался синхронно с мощными флишоидными образованиями Верхоянья. Строение формационного ряда аналогично Норильскому району. Здесь также выделяются подугольная, угольная и надугольная части разреза. Мощность формационного ряда изменяется с юго-запада на северо-восток от 1500 до 3000 м.

Основной снос обломочного материала в Таймырское море происходил с севера и северо-запада с устойчиво существовавшей на протяжении позднего палеозоя Северо-Земельской равнины, которая в ранней перми была уже сnivelированной. Южнее Таймырского моря простиралась узкая равнина, которая отделяла его от Тунгусского моря. Эта равнина неоднократно затоплялась морем, особенно в раннепермскую эпоху. Накопление континентальных формаций было прервано начавшимися излияниями лав и выбросами туфов во второй половине татарского века. Возникает прибрежная низменность, которая эпизодически затопляется морем, проникавшим в ее пределы с востока. Во второй половине поздней перми море полностью покидает пределы Таймырского полуострова, отступая на восток, где происходит накопление бассейновых и озерно-болотных осадков.

Анабарская филократонная СФО охватывает территорию от Енисейского кряжа на западе до Анабаро-Оленекской антеклизы на северо-востоке. С позднекаменноугольной эпохи область сокращается, продолжая развиваться в центральной и северо-восточной частях платформы. Она характеризуется образованием и (в большей степени) переотложением кор выветривания. Ангаро-Алданская СФО располагалась на юге платформы и развивалась в условиях денудирующегося равнинного, отчасти холмистого рельефа. Область является постоянным источником материала, питающего Тунгусский и Вилюйский бассейны.

Прибрежно-Карская сводово-плутоническая филократонная СФО связана с позднепалеозойской деструкцией (активизацией), охватившей северный фас Горного Таймыра. СФО слагают пермские батолит- и штокообразные интрузии субщелочно-гранитовой (книповический и пекинский комплекс, 246—252 млн лет) формации. На минералогии этапа существенное влияние оказал климат. Так, в этих условиях формировались крупнейшие среднекаменноугольно-пермские Тунгусский и Таймырский угленосные бассейны с появлением сидеритов и периодически — кор выветривания.

С процессами гектоно-магматической активизации, охватившей северный фас Таймыра (Прибрежно-Карская СФЗ), связаны различные золотоносные формации.

**Позднепермско-триасовый тектонический этап.** Тектонический этап формировался в эмерсивную стадию развития цикла на фоне общего воздымания платформы. Он знаменует собой критическую эпоху в ее развитии, связанную с планетарными процессами рифтогенеза, вызвавшего дробление платформы, коренную перестройку тектонического плана и уникальный по масштабам магматизм. Эта стадия является важнейшим рубежом в эволюции платформы. Начиная с поздней перми, море покидает пределы платформы, и на ее развитие в условиях высокого стояния существенное влияние оказывают процессы сосредоточенного и рассеянного рифтогенеза наряду с корообразованием. В результате рассеянного рифтогенеза проявился толеитовый магматизм (радиологический возраст 230—250 млн лет), сформировавший гигантскую геологическую синеклизу — Тунгусскую синеклизу (Н. С. Шатский) или амфилизу (М. В. Муратов), Предтаймырский и Таймырский прогибы [Малич, 1975]. В пермско-триасовое время формирование вулканической толщи на Сибирской платформе совпадает с началом развития планетарной системы океанических рифтов. В пределах сосредоточенного рифтогенеза (внутриплатформенных рифтов) в это время происходило излияние лав и внедрение интрузий, принадлежащих к широкому спектру магматических формаций, таких как широко развитые толеит-базальтовая и толеит-долеритовая, а также менее распространенные пикрит-базальтовая, оливинит-габбровая, трахибазальтовая и трахидолеритовая, ийолит-карбонатитовая, клинопироксенит-дунитовая и кимберлитовая. Проявление и размещение по площади мафитовых, ультрамафит-мафитовых, ультрамафитовых и щелочно-ультрамафитовых семейств формаций происходило сукцессивно, смещаясь во времени и пространстве. Кимберлиты, в большинстве своем, являются наиболее молодыми образованиями (225—210 млн лет [Брахфогель, 1984]), приуроченными к филократонным областям СП за пределами Тунгусской синеклизы) на востоке Анабарской антеклизы. Наиболее древними являются кимберлиты и кимберлитоподобные породы Харамайского поля на юго-востоке Анабарской антеклизы, характеризующиеся длительным периодом становления — от  $290 \pm 12$  млн лет до  $236 \pm 8$  млн лет [Комаров, Илупин, 1990].

Южная и восточная части СП представляли собой обширные филократонные области, где образовывались коры выветривания. Выделяются линейные магматогенные Предтаймырский и Таймырский прогибы, в начальной стадии развития седиментационные внутриплатформенный Енисей-Хатангский прогиб, Тунгусская и Вилуйская синеклизы, перикратонный Приверхоанский прогиб и обширный филократон, на месте которого впоследствии сформируются Анабаро-Оленекская антеклиза, Приенисейская и Приленская моноклизы.

В пределах Тунгусской синеклизы развивались овалы глубокие Сиверминская и Центрально-Тунгусская впадины, малоамплитудная Ванаварская впадина и Учаминское поднятие, с осложняющими их структурами высокого порядка. В пределах Предтаймырского прогиба четко выделяются линейные глубокие мульды (Норильская, Вологодчанская, Хараелахская, Иконская, Большеавамская, Боярская, Дельканская и Котуйская), разбитые многочисленными продольными и поперечными разломами, осложненными надвигами. Прогибы начали формироваться в позднем рифее, возобновили развитие в девоне, затем в позднем карбоне, но основное их развитие происходило в триасе. В пределах Предтаймырского прогиба изливались, наряду с толеитовыми базальтами, более глубоинные мантийные магмы, внедрение которых связано с расколами и растяжением земной коры. Магмообразование, давшее начало формации щелочно-ультраосновных пород (Боль-

шеавамская и Дельканская мульды), ультраосновных-основных пород (Норильская, Хараелахская, Иконская, Вологодчанская, Боярская и другие мульды), происходило в условиях, не совместимых с условиями «тектонического покоя» платформы. Оно было связано в пределах палеорифтов с глубокими разломами, достигавшими значительных глубин мантии (200—400 км), сопряженных с еще более крупными рифтами и зонами разломов — субпараллельным и меридиональным — Приенисейскому на западе и Таймыро-Байкальскому на востоке, а также субширотному Енисей-Котуйскому на севере. Близкие по глубине разломы и их зоны контролировали магматизм этапа на Таймыре, где они образуют серии надвигов, ограничивающих разномасштабные блоки, смещенные относительно друг друга по латерали и вертикали. Часть разломов Тунгусской синеклизы малоамплитудная и образовалась в результате формирования современного сводового поднятия. Возникновение систем магноподводящих разломов в конце палеозоя—начале триаса обусловлено глобальными процессами разогрева мантии и развитием растягивающих сил. Общий фон эмерсивной стадии этапа с одной стороны определяла система рифтов Западной Сибири и Енисей-Хатангского прогиба, являющаяся генератором напряжений преимущественного растяжения и ювенильных магматических извержений, и с другой стороны — филократонный режим сводовых поднятий с многообразием даек и взрывных аппаратов, действующих кратковременно по типу фреатических (Ванаварская СФЗ) и фреато-магматических (Путоранская, Центрально-Тунгусская СФЗ) извержений.

Неоднозначными являются представления об источнике вещества для различных магматических формаций. Глубинные сейсмические исследования показали, что в современной верхней мантии Сибири выделяются четыре слоя с пониженной скоростью (глубины от 50 до 270 км), поэтому неясно, где кончается литосфера и начинается астеносфера [Егоркин и др., 1984]. Если мантия имела сходную структуру и в раннетриасовое время, то каждый из горизонтов пониженных скоростей мог являться потенциальным источником магм, что, возможно, и объясняет их разнообразие [Геология..., 1994]. В то же время катастрофические по скорости излияния базальтов, как это происходило в Сибири, могут связываться с крупными мантийными диапирами (плюмами) [Campbell and Griffiths, 1990], в которых высокотитанистые (трахибазальтовые) магмы могли быть продуктами плавления «хвоста» плюма, происходившего из пограничного слоя мантии и ядра, а низкотитанистые (толеит-базальтовые) выплавлялись из верхней части плюма, имевшей состав подастеносферной части мантии. Первичные расплавы, исходя из высоких давлений, имели повышенную магнезиальность ( $MgO > 20\%$ ); их преобразование в базальт возможно происходило в промежуточных очагах в коре [Mantle..., 1993]. Модель образования магнезиальных магм связана с продвижением глубинного (400—500 км) диапира, особенно это касается платиноидноносных (в том числе клинопироксенит-дунитовой) формаций, внедрявшихся в твердопластичном состоянии [К. Н. Малич, 1999].

В течение позднепермско-раннетриасового этапа развивалось тринадцать видов СФЗ. К ним относятся Норильская, Курейская и Центрально-Таймырская рифтогенные мафит-ультрамафит-щелочномафитовые; Западно-Таймырская, Дюпкунская и Сухотунгусская рифтогенные щелочно-ультрамафит-мафитовые; Центрально-Тунгусская и Путоранская (рассеянного рифтогенеза) мафитовые базальтовые; Ванаварская филократонная мафитовая пирокластическая и толеит-долеритовая; Вилюйская перикратонная сероцветная терригенная; Пясинская и Восточно-Бырангская рифтогенные вулканогенно-терригенные СФЗ (прил. 12). Первые шесть видов СФЗ контролируются палеорифтовыми структурами, распо-

ложенными над «зеленокаменными» поясами нижнего протерозоя (данные ГСЗ), разделяющими архейские блоки фундамента и обладающими повышенной мощностью базальтового слоя, пониженной мощностью гнейсо-гранитового слоя и наличием коро-мантийной смеси на границе коры и мантии. Мафитовые виды СФЗ контролируются структурами сводовых поднятий, расположенными над архейскими блоками фундамента, обладающими обычными мощностями коры и отсутствием коро-мантийной смеси. Эти СФЗ на Сибирской платформе и Горном Таймыре занимают более 60 % площади.

Мощность формационных рядов колеблется от 200 до 1500 м для мафитовых СФЗ в Тунгусской синеклизе, от 1200 до 2880 м для щелочно-ультрамафит-мафитовых и от 800 до 3800 м для мафит-ультрамафитовых СФЗ в Предтаймырском и Таймырском (Западно- и Центрально-Таймырская СФЗ) палеорифтовых прогибах и от 960 до 3300 м для сероцветных терригенных и терригенных угленосных СФЗ в Енисей-Хатангском рифтогенном внутриплатформенном и Приверхоянском перикратонном прогибах, Таймырском прогибе и Вилуйской синеклизе. Формирование магматогенных СФЗ этапа происходило в 5 фаз. Первая фаза проявилась ограничено в конце татарского века (гагарьеостровское время). В Норильском районе Предтаймырского прогиба она началась с выбросов субщелочного пирокластического материала (первый рожковский горизонт), который сменился излияниями лав контрастного состава (от щелочно-основных лав ивакинской свиты до пикритовых базальтов гудчихинской свиты, при преобладании толеитовых базальтов). Лавы изливались из линейных трещин (ивакинская и гудчихинская свиты) или из низких щитовых вулканов исландского типа (сыверминская свита). К концу фазы вулканогенная толща сформировала открытый к северу прогиб. В Маймеч-Котуйском районе происходило насыщение осадочных отложений чехла изотропными силлами долеритов (оз. Баселак). В пределах Сабыдинского вала они замещались силлами меланефелинитов. Эффузивный вулканизм проявился лишь на крайнем востоке района в виде 30-метровой пачки трахибазальтов и андезибазальтов в основании правобоярской свиты. На юго-западе Тунгусской синеклизы в это время формируются вулканические центры вулканогенно-осадочных, пирокластических образований и базальтов. В Таймырском прогибе с первой фазой связано излияние щелочно-основных лав с вулканогенно-осадочными прослоями (сырадасайская и шайтанская свиты, нижнезверинская подсвита) и внедрение интрузий трахи- и субщелочных долеритов (тарисеймитаринский комплекс) в пределах Диксоновского и Быррангского районов. Излияние лав было связано с жерловыми аппаратами, выполненными туфами и кластолавами щелочно-основного состава (матвеевский эруптивный комплекс). Начиная со второй фазы (нижнетутончанское время), процессы вулканизма охватывают обширные площади СII. В Норильском районе и на западном борту Тунгусской синеклизы в начале фазы происходит накопление вулканогенно-обломочных отложений вгору рожковского горизонта. Сменившие их излияния толеит-базальтовых лав туклонского времени (на северо-востоке Тунгусской синеклизы — чангодинского времени) происходили из щитовых вулканов; пикритовые базальты, а также толеитовые базальты надеждинского времени представлялись вулканическими аппаратами грещинного типа. В Маймеч-Котуйском районе в эту фазу изливались андезит-базальтовые лавы, кластолавы и лавобрекчии (правобоярская свита) из одноактных вулканов. В Туринской впадине вулканизм затихает и накапливаются толщи вулканогенно-осадочных пород. На западе Таймырского прогиба происходят излияния толеит-базальтовых лав из малых щитовых вулканов, прерываемые эффузиями высокомагнезиальных и пикритовых базальтов (среднелабаская подсвита), эксплозивными извержениями и образованием вулканогенно-осадочных

пород. В центральной части прогиба процессы вулканизма протекали на фоне осадкообразования. Накопление песчаников и алевролитов зверинской свиты сопровождалось деятельностью туфовых и лавовых вулканов. Третья фаза в развитии магматогенных СФЗ (двурогинское время) ознаменовалась ареальными извержениями пирокластического материала. В Норильском районе образуется третий рожковский горизонт, вулканогенно-обломочные образования которого сменяются излияниями толеит-базальтовых, иногда пикрит-базальтовых или анкарамитовых лав в моронговско-аянское время. На северо-западном борту Тунгусской синеклизы на ограниченной площади функционировали магматические очаги, генерировавшие щелочно-основную магму (трахибазальты юряхской свиты). На юге и юго-западе Тунгусской синеклизы формируется пирокластическая корвучанская свита. Закрываются Курейско-Ламский и Нижнетунгусский прогибы. В завершающую стадию фазы на северо-западе Тунгусской синеклизы образуется обширный мелководный бассейн (от оз. Хантайское до р. Северная), в котором накапливались тонкообломочные, сероцветные вулканогенно-осадочные отложения, а в восточных районах (от р. Вива до р. Илимпя) — красноцветные глинистые коры выветривания. На севере, северо-западе Тунгусской синеклизы и Предтаймырском прогибе (Боярская, Дельканская и Котуйская мульды) происходит накопление пирокластических отложений основного состава правобоярского времени. На Сабыдинском валу накапливаются щелочно-базальтоидные туфы хардахского времени. Эксплозии были связаны с деятельностью многочисленных невысоких (100—300 м), моногенных, туфовых конусов, питаемых диатремами. С момента появления первых щелочно-ультраосновных пород в Предтаймырском прогибе развивается Романихо-Котуйская магомонтролирующая зона. На Западном Таймыре толеит-базальтовые эффузии сменяются вулканогенно-осадочными породами озернинского времени. Начиная со второй фазы, процессы вулканизма здесь сопровождалось внедрением силлов и даек быррангского толеит-долеритового комплекса и образованием диатрем сорогабигайского эруптивного комплекса. На Центральном Таймыре продолжают толеит-базальтовые извержения при заметной роли эксплозий (нижебетлингская подсвита). На смену тарисеймитаринскому трахидолеритовому комплексу приходят силлы, дайки и трубки взрыва быррангского толеит-долеритового и бетлингского толеитового эруптивного комплексов. В четвертую фазу этапа (путоранское время) в Тунгусской синеклизе и Предтаймырском прогибе базальтовые покровы выполняли неровности двурогинского палеорельефа и вовлекали в компенсированное погружение обширные территории. Для покровов скрытокристаллических базальтов путями проникновения к поверхности служили серии трещин, одновременное возникновение которых привело к появлению маркирующих горизонтов. Для пачек потоков полнокристаллических базальтов путоранской серии характерно излияние из низких щитовых вулканов исландского типа. Суммарный палеоструктурный план базальтов образует открытую к северу структуру.

При прогибании дна базальтового «бассейна» над питающей областью происходило наложение друг на друга обширных впадин, сформировавших Тунгусскую синеклизу. Ретроспективный план синеклизы не совпадает с современной ее структурой, образование которой произошло после формирования вулканогенной толщи. В северо-восточной части Предтаймырского прогиба (юг Авамской впадины, Лево-боярский вал и Боярская мульда) извержения путоранского времени были связаны с крупными вулканами. В Дельканской мульде преобладал платобазальтовый тип излияний. Базальтовые расплавы, судя по обогащенности титаном, генерировались на больших глубинах, чем в Боярской мульде и Тунгусской синеклизе. На крыльях Сабыдинского вала начало фазы знаменуется излиянием из вулканов трещинно-

центрального типа авгитит-лимбургитовых лав периферийных зон арыджангского лавового поля. Происходят излияния щелочно-основных, а затем щелочно-ультраосновных лав (Дельканская мульда), завершившиеся извержением ультраосновных расплавов маймечинского времени. На Западном Таймыре формирование вулканогенной толщи заканчивается излиянием толеит-базальтовых лав верхтамского времени. На Центральном Таймыре после излияния толеит-базальтовых лав бетлингского времени и внедрения полиформационных интрузивных комплексов (левлинского, дябакатаринского и др.) произошли локальные извержения щелочно-кислых и щелочно-основных лав аятаринского времени. К концу раннего—началу среднего (?) триаса на СП и Горном Таймыре происходит затухание вулканической деятельности и внедрение разнообразных по формационной принадлежности и металлогенической специализации интрузивных образований.

К концу раннего триаса Сибирская платформа и Горный Таймыр вовлекаются в обширное сводовое поднятие, развивающееся в филократонном режиме с проявлением в конце триаса сводово-плутонических СФЗ. В среднем и позднем триасе складываются прогибы вдоль северной (Енисей-Хатангский внутриплатформенный рифтогенный) и восточной (Предверхоянский перикратонный) окраин платформы, где формируются терригенные сероцветные СФЗ за счет сноса материала с филократонов, куда в результате физического и химического выветривания транспортировались продукты порообразования.

В первые четыре фазы позднепермско-триасового тектонического этапа сформировались Норильская и Центрально-Таймырская рифтогенные мафит-ультрамафит-щелочно-мафитовые, Курейская рифтогенная мафит-ультрамафит-мафитовая, Дюпкунская и Западно-Таймырская рифтогенные щелочно-мафит-мафитовые, Центрально-Тунгусская, Путоранская и Ванаварская филократонные мафитовые пирокластические (базальтовые), Большеавамская и Маймеч-Котуйская рифтогенные щелочно-ультрамафит-мафитовые СФЗ.

Норильская рифтогенная мафит-ультрамафит-щелочно-мафитовая СФЗ охватывает западную часть Предтаймырского рифтогенного прогиба и прослеживается от р. Убойная на юго-западе до р. Кыстыхта на северо-востоке. Ее осложняют Норильская, Вологодчанская, Хараелахская, Иконская мульды и ряд разделяющих их валов и брахиантиклиналей, серий и разломов северо-восточного простирания, приведших к блоковой структуре мульд. К западу, югу и северо-западу СФЗ выклинивается, а к северо-востоку по латерали замещается Большеавамской щелочно-ультрамафит-мафитовой, к востоку — Путоранской мафитовой базальтовой СФЗ. Ряд формаций СФЗ представлен трахибазальтовой, чередующейся со щелочно-основной пирокластической (ивакинская свита, 0—380 м), трахидолеритовой (ергалахский комплекс), толеит-базальтовой (сыверминская и низы гудчихинской свиты, 0—375 м), пикрит-базальтовой (средняя, иногда и верхняя часть гудчихинской свиты, 0—175 м), туффито-песчаниковой (верха гудчихинской свиты, хакончанская свита, 0—500 м), толеит-базальтовой, переслаивающейся с пикрит-базальтовой (туклонская свита, 90—300 м), толеит-базальтовой (надеждинская свита, 150—530 м), толеит-базальтовой (моронговская, мокулаевская, хараелахская, кумгинская, самодская свиты) с прослоями (5—100 м) туффито-песчаниковой и пачкой (до 35 м) анкарамит-базальтовой формаций, а также интрузивными толеит-долеритовой (катангский, ататский, далдыканский комплекс), троктолит-долеритовой (курейский комплекс), оливинит-габбровой (норильский комплекс).

Определения радиологического возраста для эффузивов ивакинской, сыверминской, гудчихинской и хараелахской свит методом  $^{40}\text{Ar}$ — $^{39}\text{Ar}$  по плагиоклазу и валовому составу пород показали близкие значения — 243,5—245,3 млн лет. В то же



время для пород интрузии Норильск 1 (пересекающей лавы от ивакинской до надеждинской свиты) возраст, определенный тем же методом по биотиту, показал  $248,7 \pm 2,4$  и  $249,2 \pm 2,4$  млн лет [Dabrymple et al., 1991]. Также получено средневзвешенное значение возраста  $248 \pm 4$  млн лет, которое равно возрасту стратиграфической границы пермь/триас, равному 248 млн лет [A geologic..., 1982]. Это свидетельствует о том, что возраст лав (ивакинская—надеждинская свиты) не может быть существенно моложе пермско-триасового рубежа [Геология..., 1994]. О возрасте вулканогенной толщи свидетельствуют и палеонтологические данные. В основании хараелахской свиты были обнаружены остатки динозавра, которые по заключению Л. П. Татарина принадлежат дицинодонту *Listosaurus* (?) Cope, относящемуся к нижней трети разреза нижнего триаса [Геология..., 1994].

Палеомагнитные данные Э. Н. Линды и В. В. Шекотурова показали, что лавы от низов сыверминской до верхней гряды самоедской свиты относятся к первому палеомагнитному интервалу раннего триаса, к интервалу нормальной полярности, ивакинская свита (верхняя пермь) и верхи самоедской свиты имеют обратную полярность. Продолжительность первого триасового интервала нормальной полярности (90 % вулканогенных образований разреза Норильского района) составляет ~600 000 лет [Haag and Heller, 1991], т. е. почти вся вулканогенная толща формировалась на рубеже перми и триаса в течение промежутка времени, не превышавшего 1 млн лет. В. А. Федоренко, используя отношения Yb/Gd и Th/U, показал, что существовало несколько мантийных источников для магм различного состава вулканогенной толщи Норильского и сопредельных районов, причем некоторые типы мантийных магм появлялись в разрезе неоднократно. По его мнению, калтаминские анкармиты (развитые к востоку от СФЗ) близки к базальтам океанических островов (OIB), базальты верхнеморонговской—самоедской свит подобны базальтам срединно-океанических хребтов (MORB). Базальты туклонской свиты интерпретируются как продукт клина водонасыщенной литосферной мантии. Образования же ивакинской—гудчихинской свит рассматриваются как смесь расплавов двух источников — OIB и MORB.

Гравиметрические и сейсмические данные показали, что СФЗ имеет повышенную концентрацию интрузивных масс в чехле и фундаменте общим объемом до  $70\,000\text{ км}^3$  [Никеленосность..., 1978]. Различие гравитационного, магнитного и сейсмического полей СФЗ со смежной Путоранской СФЗ свидетельствует об их неодинаковом глубинном строении. Сосредоточенный рифтогенез в Норильском СФЗ сопровождался рассредоточенным рифтообразованием в смежной Путоранской СФЗ, где на большой площади происходило излияние толеитовых базальтов [Геодинамическая..., 1987].

Геологическое развитие Норильской СФЗ указывает на длительную историю полихронного рифтогенеза, развивавшегося в протерозое, девоне, перми и триасе. Ревивация древних разломов в триасе, заложившихся в результате суксеквентного возобновляющегося рифтообразования, сопровождалась кульминационными моментами растяжения коры, обусловленными термодинамическим режимом в ее основании. Приток флюидов и возрастание температур связаны с подъемом с глубин крупного диапира (плюма) [Егоркин и др., 1984], который являлся поставщиком глубинного ультрамафитового магматического материала с сульфидами никеля, меди, золота и платиноидов. Комплексный геолого-геофизический анализ показывает, что СФЗ контролируется специфическим блоком земной коры переходного (океаноидного) типа, отделенным мантийными разломами от сопредельных блоков, являющихся его жесткой рамой. Современные структурные особенности СФЗ обязаны процессам послетриасовой деструкции и по анализу

космогеоматериалов характеризуются интенсивной линейной раздробленностью, принципиально отличающей Норильскую СФЗ от ее рамы.

Курейская рифтогенная мафит-ультрамафит-мафитовая СФЗ прослеживается от р. Северная на юге до оз. Кулюмбинское на севере вдоль ограничивающей ее с запада Ламско-Летнинской зоны разломов-надвигов. К востоку СФЗ по латерали переходит в Центрально-Тунгусскую филократонную мафитовую (пирокластическую базальтовую) СФЗ, а к северо-востоку — в Дюпкунскую рифтогенную щелочно-мафит-мафитовую СФЗ. В пределах СФЗ формационный ряд составляют трахидолеритовая (ергалахский комплекс), туффито-песчаниковая (хаканчанская свита, 15—390 м), толеит-базальтовая (сыверминская, хаканчанская, туклонская и надеждинская свиты, 370—935 м), толеит-долеритовая (катангский комплекс), троктолит-долеритовая (курейский комплекс), оливинит-габбровая (второпорожский комплекс), ферро-долеритовая (дегенский комплекс) и толеит-долеритовая (агатский комплекс). Наиболее крупной структурой СФЗ является Курейско-Летнинский вал, отделенный субмеридиональной Ламско-Летнинской зоной разломов от структур западного крыла Тунгусской синеклизы. Северо-восточные зоны разломов оперяют Ламско-Летнинскую зону. Фундамент СФЗ неоднороден, а глубинное строение имеет черты сходства с Норильской СФЗ.

Дюпкунская рифтогенная щелочно-мафит-мафитовая СФЗ формировалась вдоль зоны разломов широтного простирания от озера Горбиачинского на западе до верховьев р. Котуй на востоке; СФЗ разграничивает Пугоранскую и Центрально-Тунгусскую мафитовые базальтовые СФЗ и контролируется широтной зоной Анамских флексур, представляющих собой серию структурных уступов, осложненных рядом высокоамплитудных брахиантиклиналей и брахисинклиналей, свидетельствующих о высокой подвижности территории в триасе. Формационный ряд СФЗ составляют трахидолеритовая (ергалахский комплекс), туффито-песчаниковая (тутончанская свита, 0—50 м), толеит-базальтовая (надеждинская свита, 100—400 м), туффито-песчаниковая (двурогинская свита, 30—400 м), толеит-базальтовая (аянская свита, 50—400 м), туффито-песчаниковая (низы юряхской толщи, 0—40 м), трахибазальтовая (верхи юряхской толщи, 0—125) и толеит-базальтовая (хонамакитская, неракарская, ямбуканская свиты, 400—2015 м), чередующаяся с четырьмя прослоями туффито-песчаниковой (от 10 до 125 м) формации, а также интрузивные формации толеит-долеритовая (катангский комплекс), ферро-долеритовая (кузьмовский комплекс), троктолит-долеритовая (курейский комплекс) и толеит-долеритовая (агатский комплекс).

Центрально-Тунгусская филократонная мафитовая пирокластическая базальтовая СФЗ формировалась в центральной части Тунгусской синеклизы и составляет Центрально-Тунгусскую впадину, осложненную более мелкими структурами и не нарушенную разломами. К северу и западу СФЗ по разломам граничит с Дюпкунской и Курейской СФЗ, а к югу и к востоку она выволакивается и на Учаминском палеоподнятии переходит в Ванаварскую филократонную мафитовую пирокластическую и долеритовую СФЗ с разломами вдоль границ.

Формационный ряд СФЗ составляют туффито-песчаниковая (тутончанская свита, до 200 м), базальтовая пирокластическая (учаминская свита, 30—420 м), туффито-песчаниковая (эксинские слои, 50—240 м), базальтовая пирокластическая (холаkitские слои, 40—180 м), туффито-песчаниковая (иргактинские слои, 30—80 м), толеит-базальтовая (нижняя подсвита нидымской свиты, 120—540 м), туффито-песчаниковая (средняя подсвита нидымской свиты, 5—90 м), толеит-базальтовая (верхи нидымской свиты, 140—530 м), туффито-песчаниковая (низы кочечумской свиты, 10—80 м), толеит-базальтовая (верхи кочечумской свиты, 70—310 м), туф-

фито-песчаниковая (низы ямбуканской свиты, 5—90 м) и толеит-базальтовая (верхняя часть ямбуканской свиты, 80—200 м) формации. Среди интрузивных формаций выделяются троктолит-долеритовая (курейский комплекс), тешенит-долеритовая (тычанский комплекс) и толеит-долеритовая (катангский, ангарский, амовский и агатский комплексы).

Путоранская филократонная мафитовая пирокластическая (базальтовая) СФЗ формировалась в северной части Гунгусской синеклизы, где образует глубокую (до 2500 м) впадину с крутым западным и пологим восточным крыльями. ныне инверсированную и представляющую собой плато Путорана. СФЗ по латерали на юге по серии субширотных разломов граничит с Дюпкунской СФЗ, а на севере — с Большеавамской СФЗ. Ряд формаций СФЗ слагают туффито-песчаниковая (тугончанская свита, до 15 м), толеит-базальтовая (чангадинская толща, 100—365 м), туффито-песчаниковая (правобоярская свита, 15—400 м), толеит-базальтовая (аянская свита, 200—650 м), туффито-песчаниковая (низы хоннамакитской свиты, до 80 м) толсит-базальтовая (средняя и верхняя часть хоннамакитской свиты, 340—1040 м), туффито-песчаниковая (низы неракарской свиты, до 10 м), толеит-базальтовая (верхняя часть нижней подсвиты неракарской свиты, 200—330 м), туффито-песчаниковая (низы верхней подсвиты неракарской свиты, до 5 м) и толеит-базальтовая (верхняя часть неракарской свиты, до 130 м). Редкие дайки и силлы толеит-долеритовой (катангский и агатский комплексы) формации прорывают вулканы.

Большеавамская рифтогенная щелочно-ультрамафит-мафитовая СФЗ формировалась между Норильской и Маймечинской СФЗ, с которыми связана латеральными переходами, образуя единый Предтаймырский рифтогенный прогиб. К югу по латерали СФЗ переходит в Путоранскую филократонную мафитовую СФЗ. СФЗ охватывает Большеавамскую и Правобоярскую мульды, сопровождающиеся зонами разломов субширотного простирания. Формационный ряд СФЗ слагают базальтовая пирокластическая (правобоярская свита, 120 м) и толеит-базальтовая (аянская, хоннамакитская, неракарская и кумгинская свиты, 1320—1610 м) формации, с малоомной (до 70 м) в нижней части аянской свиты анкарамит-базальтовой формацией; интрузивные образования слагают толеит-долеритовую (ангарский и катангский комплексы), пикрит-меланефелинитовую, трахидолеритовую и сиенитовую (каменный комплекс) формации.

Маймечинско-Котуйская рифтогенная щелочно-ультрамафит-мафитовая СФЗ слагает восточную полосу Предтаймырского прогиба субширотного простирания, осложненного линейными мульдами (частично Боярской и Дельканской). СФЗ расположена над пересечением меридиональных (Байкало-Таймырская) и широтных (Енисей-Котуйская) рифтогенных структур протерозоя, определивших подвижность (горячая точка) территории и в триасе. Ряд формации СФЗ слагают базальтовая пирокластическая (правобоярская свита, до 600 м), латерально замещающаяся к востоку щелочно-ультраосновной пирокластической (хардахская пачка, от 0 до 140 м), толеит-базальтовая (аянская и низы коготокской свиты, 450—1090 м), трахибазальтовая (верхняя подсвита коготокской свиты, 25—500 м), и латерально замещающая и перекрывающая две последних — пикрит-меланефелинитовая (арыджанская и низы дельканской свиты, от 840 до 1485 м) формации, трахибазальтовая (верхняя подсвита дельканской свиты, 925 м) и маймечитовая (маймечинская свита, более 3000 м) формации. Интрузивные образования представлены толеит-долеритовой (катангский, амовский комплексы), тешенит-долеритовой (тычанский комплекс), ферро-долеритовой (кузьмовский комплекс), троктолит-долеритовой (карамский комплекс), толеит-долеритовой (агатский комплекс), трахидолеритовой, сиенитовой,

мелилитит-меланефелинитовой), ийолит-карбонатитовой формациями. Клинопироксенит-дунитовая формация составляет крупнейший в мире Лулинский плутон (площадью до 2000 км<sup>2</sup>), уходящий, по геофизическим данным, корнями в мантию.

Ванаварская филократонная мафитовая пирокластическая (базальтовая) СФЗ формировала южную часть Тунгусской синеклизы и представляет собой одноименную пологую неглубокую (до 600 м) впадину, осложненную рядом более мелких пликативных структур и горсто-грабен. Восточная, юго-восточная и юго-западная границы СФЗ проводятся по зонам разломов (Ангарио-Катангская и Ангарио-Вилуйская) и флексур, отделяющих ее от более древних СФЗ платформы. Только к северу СФЗ сочленяется латерально с Центрально-Тунгусской мафитово-базальтовой СФЗ. Впадину слагают туффито-песчаниковая (тутончанская свита, 80—150 м), толеит-базальтовая пирокластическая (учамская свита, 80—400 м) и туффито-песчаниковая (бутарикинский свита, 60—200 м) формации, прорываемые толеит-долеритовой (катангский и ангарский комплексы), ферродолеритовой (кузьмовский комплекс), тешенит-долеритовой (тычанский комплекс) и толеит-долеритовой (агатский комплекс) формациями, базальтовыми трубками взрыва, штоками и дайкообразными телами пикрит-меланефелинитовой (первая фаза чадобецкого комплекса) и кимберлитовой (вторая фаза чадобецкого комплекса) формациями.

Центрально-Таймырская рифтогенная мафит-ультрамафитово-щелочно-мафитовая СФЗ вскрывается в горах Бырранга на Центральном Таймыре, где образует две узкие (5—15 км) субпараллельные прерывистые полосы, кулисообразно протягивающиеся на 400 км от верховьев р. Аятари на западе до оз. Таймыр на востоке. Заложение СФЗ вызвано рифтогенными процессами, а складчатая структура формировалась в позднеэриасовый и раннеюрский периоды. В заключительной стадии развития СФЗ проявились сводово-глыбовые движения с надвиганием Карского сводового поднятия, накоплением грубых моласс во фронтальной части надвига, а также сжатием с севера, смятием и излиянием трахилипаритов. СФЗ характеризует следующий формационный ряд: трахибазальтовая (низы зверинской свиты, до 85 м), трахидолеритовая (тарисеймитаринский комплекс), чередующиеся (три) туффито-песчаниковая, (три) толеит-базальтовая и базальтовая пирокластическая в кровле (зверинская свита, от 165 до 2000 м), толеит-базальтовая (бетлингская свита, от 330 до 2000 м), толеит-долеритовая (быррангский ферро-габбро-троктолитовый (дюмпталейский комплекс), габбро-верлит-оливинитовая (левлинский комплекс), оливинит-габбровая (боотанкагский комплекс), кварцевых долеритов (верхнетамский комплекс), трахиандезит-трахилипаритовая (аятаринская свита), туффито-песчаниковая (толеит-базальтовая пирокластическая — фадьюкудинская свита, 450—530 м), анкарамит-долеритовая (дикарабигайский комплекс), конгломератово-алевролитово-песчаниковая молассоидная (мамонова толща, 680—2100 м) формации.

Западно-Гаймырская рифтогенная щелочно-мафит-мафитовая СФЗ занимает почти всю западную часть Таймырского полуострова от бассейна правобережья р. Тарей на востоке до побережья р. Енисей на западе, образуя полосу шириной 30—100 км при длине до 300 км. СФЗ слагают крупные пологозалегающие мульды, юго-западная из которых осложнена Сырадасайским горстом широтного простирания. На севере СФЗ граничит по зоне разломов с терригенно-угленосной СФЗ. К западу СФЗ обрывается, а к востоку она переходит по латерали в Центрально-Таймырскую рифтогенную мафит-ультрамафит-щелочно-мафитовую СФЗ. Западно-Таймырская СФЗ отличается от Центрально-Таймырской крупными мульдами, меньшей дислоцированностью и деструкцией. Ее формационный ряд представлен трахибазальтовой (сырадасайская свита, до 840 м), трахидолеритовой (тарисеймитаринский ком-

плекс), толеит-базальтовой (лабакская свита, 120—800 м), пикрит-базальтовой (средне-лабакская подсвита, 30—250 м), туффито-песчаниковой (озернинская свита, 0—80 м), толеит-базальтовой (верхтамская свита, 180—450 м), толеит-долеритовой (быррангский комплекс), толеит-базальтовой пирокластической (сорогабига́йский эруптивный комплекс), плагиооливинитовой (бинюдинский комплекс), трахидолеритовой (казарский комплекс), троктолит-долеритовой (диксоновский комплекс), ферро-долеритовой (тарейский комплекс), габбро-долеритовой (верхнетаймырский комплекс).

Одновременно с магматогенными формировались седиментационные СФЗ внутриплатформенного авлакогенного Енисей-Хатангского прогиба, перикратонного Предверхо́янского прогиба и Вилю́йской синеклизы за счет сноса материала с филократонов, где образовывались и разрушались коры выветривания. По данным бурения, в раннем триасе эти прогибы уже существовали, и их заложение произошло в поздней перми, а возможно, и ранее. Выделяются Вилю́йская перикратонная терригенная сероцветная, Пясинские вулканогенно-терригенные и терригенная сероцветная СФЗ. Непосредственно с ними связаны Восточно-Быррангские вулканогенно-терригенная и терригенная сероцветная СФЗ.

Пясинские вулканогенно-терригенная и перекрывающая ее терригенная сероцветная СФЗ образуют погребенную часть Енисей-Хатангского прогиба. Нижняя вулканогенно-терригенная СФЗ, сложенная пестроцветной песчаниково-аргиллитовой, сероцветной алевролитово-аргиллитовой, туффито-песчаниковой, базальтовой пирокластической и толеит-долеритовой (Енисей-Хатангский комплекс) формациями (нижний триас, гольчихинская свита, более 2500 м), переходит по латерали к югу и северу в магматогенные СФЗ Предтаймырского и Таймырского прогибов. Верхняя терригенная сероцветная сложена (по данным бурения на Балахнинском мегавалу) песчаниково-алевролитовой (средний триас) и алевролитово-аргиллитовой (норий, часть рэ́та верхнего триаса) формациями общей мощностью более 895 м (скв. I, Россохинский мегавал). К северу и северо-востоку СФЗ коррелируется с сероцветными терригенными отложениями мамоновой толщи Центрального Таймыра и немцовской и тумульской свитами Восточного Таймыра (мыс I Цветкова).

Восточно-Быррангская вулканогенно-терригенная (индский и низы оленекского ярусов) и перекрывающая ее терригенная сероцветная (верхи оленекского, анизийский, карнийский и норийский ярусы триаса) СФЗ латерально переходят к югу в Пясинскую однотипную СФЗ. Нижнюю СФЗ составляют аргиллитово-песчаниковая (кашинская свита, 150 м), туффитово-песчаниково-карбонатная (цветковомысская свита, 115 м) и туффитово-песчаниковая с базальтовой пирокластикой (восточно-таймырская свита, 165 м) формации, прорываемые дайками и sillами долеритов (быррангский комплекс). Верхнюю терригенную сероцветную СФЗ составляет песчаниково-аргиллитово-алевролитовая (флишоидная) формация большой мощности (до 950 м, ыстанахская, прибрежнинская свиты оленекского яруса, моржовская свита анизийского яруса, кульдиминская свита ладинского яруса, осипайская и немцовская свиты карнийского яруса, тумульская свита норийского яруса).

В заключительную фазу этапа происходит общее воздымание СП и Таймыра, сопровождающееся на Таймыре проявлением сводово-плутонических формаций, образующих три филократонные СФЗ: Пясинно-Чернышевскую на западе, Прибрежно-Лаптевскую в восточной части и Озерно-Дикарабига́йскую на юге Горного Таймыра. Первая СФЗ охватывает позднетриасовые—раннеюрские кварцево-монцитсиенит-гранитовую (убойнинский комплекс), калиевых лампрофиров (пясинский комплекс), синхронную ей шонкинит-нордмаркитовую (таймырский комплекс) и завершающую сиенит-гранитовую (моржовский комплекс) формации. Третью СФЗ

слагают монцодиорит-сиенит-гранитовая (дикарабигаийский комплекс), нефелин-сиенитовая (фадыюкудинский комплекс) и бостонитовая (южнореченский комплекс) формации того же возраста. Вторую СФЗ характеризует кварцево-диорит-граносиенитовая (прибрежный комплекс) формация. Важнейшее значение на этапе имели восходящие движения, сопровождаемые системами мантийных разломов рифтогенного происхождения, обусловивших образование глубоких прогибов. (Предтаймырский, Таймырский) на платформе и по ее окраинам. Последние определили северо-восточные границы СП. С рифтогенными структурами связаны магматические формации, содержащие уникальные месторождения никеля, меди, платиноидов, золота, редких металлов и др., определяющие металлогеническое значение СП и Таймыра. Активность мантийных процессов, обусловленных сочетанием планетарных и глубинных сил, привела к деструкции земной коры, рифтообразованию, проявлению мантийного диапиризма и магматизма, несущего полезную рудную нагрузку.

### ЮРСКО-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

С этим циклом связана коренная перестройка структурного плана СП, которая происходила в четыре этапа. Первый — ранне-позднеюрский, с фазой перестройки знака тектонических движений в келловей-кимериджское время, второй — позднеюрско-раннемеловой с фазой перестройки в альб-сеноманское время, третий — позднемеловой с маастрихт-датскими корами выветривания и четвертый этап стабилизации — палеогеновый. На протяжении цикла вдоль окраин платформы в результате конвергенции с окружающими плитами развиваются высокоамплитудные прогибы (до 5000 м) и поднятия (до 2000 м) и только в срединной части все время сохраняется низменный Центрально-Сибирский филократон (прил. 13). Западная окраина перекрывается хатакратонными осадками молодой Западно-Сибирской платформы. Восточная окраина, после формирования полукольцевой Енисейско-Ленской хатакратонно-перикратонной системы (частично периокеанической), инверсирует с возникновением складчато-надвиговых сооружений Верхоянья. С юга и севера возникают области активизации, основным структурообразующим элементом которых являются конвергентно-магматогенные пояса и присводовые высокоамплитудные прогибы. Особый режим формирования демиссионных структур этого цикла вытекает из высокого градиента накопления осадков ( $\Gamma H$ ). Большим градиентом обладает приенисейская часть Западносибирского хатакратона ( $\Gamma H = 20\text{—}40$  м/км). Прогибы Енисейско-Ленской системы латерально дифференцированы, их градиентность изменяется в широких пределах: Енисей-Хатангский хатакратон —  $30\text{—}40$  м/км, Ленско-Анабарский хатакратон —  $18\text{—}23$  м/км, Приверхоянский перикратон — до  $30$  м/км, Вилюйский хатакратон —  $15\text{—}20$  м/км. Южно-Якутский присводовый прогиб имеет  $\Gamma H = 20\text{—}33$  м/км.

Существенный вклад в изучение формаций и структур этого цикла внесли работы К. В. Боголепова, Ф. Ф. Брахфогеля, В. А. Вахрамеева и И. С. Грамберга, Ю. К. Дзевановского, М. С. Месежникова, Е. П. Миронюка, Л. М. Парфенова, Ю. М. Пушаровского, А. В. Прокопьева, В. М. Сакса, В. Б. Спектора, Ю. Л. Сластенова, Л. А. Чайки и многих других.

**Ранне-позднеюрский тектонический этап.** На большей части платформы в это время происходит континентальное осадконакопление, сменяющееся к окраи-

нам морским. Максимальная трансгрессия происходит в тоар-ааленское время. В Приалданской и Ангара-Вилуйской СФЗ завершается накопление маломощных толщ осадков, частично телеорогенных, с редкими туфами. Во всех остальных хатакратонах начинается интенсивное прогибание с формированием угленосных циклитов в Приверхоянской и Вилуйской СФЗ. В Лено-Анабарской СФЗ накапливаются осадки глубоководного шельфа со следами лавинной седиментации. Их мощность колеблется в пределах 800—1500 м и только в Енисей-Хатангском хатакратоне достигает 4000 м. После триасовых деформаций в двух полярно размещенных СФО — Лаптевско-Карской и Уруша-Ольдойской (рис. 32) формируется система мелкомасштабных конвергентно-магматогенных зон, вторая из которых является редуцированной. С доггера хатакратонные прогибы юга СП преобразуются в приорогенные, прогибание которых компенсируется нарастающим воздыманием поднятий и мощным импульсом магматизма в конце этапа. Формируется крупномасштабная магматическая зональность Алдано-Становой области активизации. Этой фазе соответствует внедрение кимберлитов на филократоне и образование в долгоживущих хатакратонах конседиментационных мульд и валов, некоторые из которых превращаются в кратковременные области сноса.

**Позднеюрско-раннемеловой тектонический этап.** Это главный этап структурирования платформы, который наиболее полно проявился в Енисей-Ленско-Алданском поясе. На этом этапе оформляется Анабарско-Хатангская седловина, происходит сокращение областей седиментации, а интенсивное прогибание сохраняется только в перикратонной СФЗ, где накапливается до 4000 м угленосных отложений. Во всех остальных СФЗ мощность осадков невелика (500—1200 м), а ФР характеризуются повсеместным содержанием готерив-альбских углей. Получают широкое распространение конседиментационные структуры от таких крупных, как субширотные сдвиговые трансгрессивные зоны (Вилуйско-Алданская и Анабаро-Оленекская), до мелких мульд, валов. При этом прирост амплитуд некоторых из них составил 80—90 % от общего прироста на протяжении всего цикла. В Алдано-Становой активизационной СФО (рис. 35) резко сокращается площадь седиментации, помимо унаследованных появляются наложенные прогибы, магмаконтролирующие разломы изменяют свое направление, а магматизм постепенно прекращается. Начинает функционировать крупномасштабная Майская клиноконвергентно-магматогенная СФЗ.

**Позднемеловой тектонический этап.** Завершается магматизм Майской СФЗ, осушается большинство хатакратонов, кроме Енисей-Хатангского и Вилуйского, с хорошо представленными регрессивными формациями. Углеобразование сохраняется только в Хатангской СФЗ. В Енисей-Хатангской СФО с турона начинается слабая ингрессия, идет унаследованный рост мульд и валов. В Вилуйском хатакратоне оформляются Линденская впадина и Хапчагайский вал. В Приверхоянском перикратоне внедряются дайки дьянашкинского комплекса и идет формирование маастрихтских каолиновых кор выветривания.

Таким образом, юрско-меловые тектонические этапы привели к образованию на платформе конвергентных областей и высокоградиентных прогибов, что неизбежно должно было вызвать трансформацию литосферы. Отдельные части перикратонов превращаются в складчато-надвиговые зоны либо перекрываются зонами субдукции (соответственно зоны Сетте-Дабанская и Верхоянская), а в конвергентно-магматогенных СФЗ возникает земная кора, реологическое состояние которой не позволило этим территориям возвратиться к бывшему состоянию. В результате на платформе появляется новый — деструктивный — тип тектонических сооружений.

**Палеогеновый тектонический этап** состоит из трех подэтапов. Палеоцен-раннеэоценовый подэтап отвечает началу ларамийской эпохи альпийского тектогенеза. В связи с мировой регрессией, сопровождающейся последним разломообразованием в Приверхожье, к концу датского века полностью закрывается Енисей-Ленская хатакратонная система. Устойчивый хатакратонный режим в течение всего этапа сохраняется лишь в приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Центральнo-Сибирский филократон расширяется с формированием бокситоносных кор выветривания и продуктов их переотложения в локальных структурах (Канско-Чонская, Центральнo-Якутская, Прибайкальская и др.). Большинство из них связано с началом образования дифференцированных ступеней в обрамлении этого филократона — Ангaро-Путоранской и Саяно-Становой. Климат был тропическим и паратропическим. Формируется аллювий древней речной сети, развивается карстообразование, и в конце подэтапа создаются благоприятные условия для возникновения россыпей.

Позднеэоцен-раннеолигоценовый подэтап является временем образования базисной денудационной поверхности в условиях жаркого и влажного субтропического климата. Отмирают старые и зарождаются новые локальные впадины Ангaро-Путоранской ступени, устойчивое слабое прогибание продолжается в локальных впадинах Саяно-Становой ступени.

Средне-позднеолигоценовый подэтап характеризуется деформацией пенеплена, обусловленной разноамплитудными и разнонаправленными тектоническими движениями почти на всем филократоне, срединная часть которого приобрела облик денудационной равнины, возрождается интенсивное прогибание отдельных частей позднемезозойского Вилуйского хатакратона. Усиливаются и распространяются к северу поднятия в Ангaро-Путоранской ступени филократона. На Саяно-Становой ступени продолжают формироваться локальные присводовые впадины, зарождаются новые — Чарская, Байкальская и др. Происходит значительное похолодание, формируются новые россыпи за счет размыва кор выветривания и древних россыпей, происходит падение крупных метеоритов в полосе, пересекающей Северный полярный круг в северо-восточном направлении.

## НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Состоит из неогенового и плейстоцен-антропогенового этапов.

**Неогеновый тектонический этап.** В начале миоцена продолжают формироваться своды и речные долины, унаследованные от предыдущего этапа, и только в конце раннего—начале среднего миоцена на юго-востоке происходит первая фаза излияния трахибазальтов, а затем, в среднем и позднем миоцене, устанавливается на большей части территории спокойный тектонический режим без значительной перестройки рельефа. Центральнo-Якутская равнина интенсивно прогибается, по ее краям возникает денудационная равнина. Речные долины были неглубокими и весьма широкими. Речной сток со Средне-Сибирского плоскогорья, по-видимому, был направлен к Ангaро-Вилуйскому прогибу.

Происходит резкое глобальное похолодание с понижением температур (относительно среднемиоценового оптимума) на 15—16 °С. Мессинский кризис — это век аридизации и глубокой регрессии северных морей, омывающих Восточную Сибирь (не менее чем на 50—70 м). Процессы глобального похолодания были (по данным Борзенковой, 1990) связаны со значительным уменьшением углекислого газа в атмосфере.



В рассматриваемый подэтап формировались россыпные месторождения преимущественно ложкового типа, как правило, обрамляющие поля развития более древних россыпей.

Плиоценовый подэтап. В начале плиоцена в условиях тектонического покоя и умеренно теплого климата продолжались процессы выравнивания. Формировались педилены, а вдоль берегов Алдана, Лены, Олекмы и других рек — широкие поверхности педиментов с красноцветной и пестроцветной корой выветривания монтмориллонитового характера. С середины плиоцена, вдоль крупных рек, а также в Зейской и Бодайбинской впадинах формировались мелкие заболоченные водоемы. Речные долины этого времени «дряхлели», в них аккумуляровался пестроцветный илесто-глинистый аллювий. Происходит излияние основной массы лав трахибазальтовой формации в рифтовой зоне. В конце плиоцена наступили значительное похолодание и аридизация, первое появление многолетней мерзлоты с образованием зоны тундры. Переломный момент похолодания охватывал интервал времени 3,4—2,3 млн лет. Плейстоцен-антропоценовый этап продолжительностью 1,8 Ма состоит из двух подэтапов. В эоплейстоценовом подэтапе происходит оживление тектонических движений с излиянием трахибазальтов в рифтовых структурах. В ряде крупных поднятий (Анабарское, Алданское и др.) продолжают углубляться узкие грабены, отложения которых перекрывают более древние, кайнозойские. Усиливается врез речных долин, размыв, переотложение и накопление аллювиальных, склоновых, а в ряде случаев озерных образований. Климат за это время меняется от засушливого до умеренного и влажного. Неоплейстоценовый—голоценовый подэтап начинается оледенениями, которые продолжаются на фоне интенсификации тектонических движений. Происходит четырехкратное оледенение с возникновением в перигляциальной зоне криогенных форм рельефа и накопление лессов. В речных долинах вне ледниковой зоны формируются надпойменные террасы, высокие и низкие поймы. К вулканогенно-денудационно-тектоническим факторам рельефообразования добавляются гляцио-изостатические, особенно заметные в северных регионах — Таймырском и Восточно-Сибирском.

## **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИИ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ**

Палеогидрогеологические условия платформы достаточно определенно могут быть реконструированы, начиная с рифейского времени [Е. А. Басков, 1977].

На протяжении рифейского тектонического мегаэтапа (прил. 6) в центральной и южной частях платформы в пределах филократонных (с преобладанием поднятий) структурно-формационных областей (СФО) располагались системы гидрогеологических массивов с преимущественно трещинно-грунтовыми водами атмосферного питания в зоне выветривания кристаллических пород архея и нижнего протерозоя. По химическому составу эти воды были в основном гидрокарбонатные с минерализацией до 0,5—1 г/л, и лишь в начале среднего рифея в условиях аридного климата в результате процессов континентального засоления в трещинно-грунтовых водах местами накапливались сульфаты и хлориды и минерализация вод могла повышаться до 3—10, реже до 50—70 г/л. В структурно-формационных областях, испытавших на платформе и ее обрамлении в рифее в целом погружение (в хатакратонных, перикратонных, авлакогенных, рифтогенных и др.), происходило формирование артезианских структур, преимущественно с хлоридными солеными седиментогенными

водами морского питания. Судя по широкому распространению доломитов, минерализация захоронявшихся иловых вод хлоридного состава могла достигать 70 г/л. Состав растворенных газов в зоне катагенеза рифейских отложений был часто азотно-метановый и метановый в связи с обычно повышенными содержаниями рассеянного органического вещества в этих отложениях. Наиболее крупные артезианские бассейны с мощностью осадочного чехла до 7—10 км и более располагались в Патомской и Ангаро-Питской перикратонных СФО, Центрально-Енисейской перикратонно-раздвиговой СФО. Температуры подземных вод в них достигали 200—250 °С и более. В нижних частях разреза этих бассейнов на глубинах более 8 км подземные воды замещались, вероятно, своеобразным флюидом — однородным водогазонефтяным раствором. Элизионный гидрогеодинамический режим в рифейских артезианских бассейнах существенно усложнялся при проявлениях в них магматизма. При этом возникали и длительно функционировали в артезианских бассейнах гидротермальные конвекционные системы, с деятельностью которых были сопряжены разнообразные рудообразующие процессы. Особенно широко гидротермальные конвекционные системы были проявлены в Игарской и Вороговско-Ангарской рифтогенных СФО, а также в Центрально-Енисейской перикратонно-раздвиговой СФО. В результате процессов складчатости, проявившихся в конце средней и позднего рифея, артезианские структуры в Вороговско-Ангарской и Центрально-Енисейской СФО были преобразованы в системы гидрогеологических массивов и адмассивов с трещинно-жильными скоплениями подземных вод.

В ранневендский тектонический этап (прил. 7) на большей части территории платформы продолжалось формирование артезианских структур в обстановке мелководных морских бассейнов, соленость в которых местами достигала садки ангидрита и гипса (Старореченская СФО). В этих сульфатонесных бассейнах с осадками захоронялись хлоридные воды с минерализацией до 140—200 г/кг. В остальных бассейнах осадконакопления минерализация захороняющихся вод не превышала 30—35 г/кг. В ранневендский этап продолжалось формирование артезианских структур вдоль западной, южной и восточной окраин СП (Ангаро-Канская, Ушаковская СФО и др.). В этих структурах формировались водоносные комплексы с преимущественно солеными хлоридными водами. Для этих бассейнов был характерен в основном элизионный гидрогеодинамический режим. В конце этапа в ряде структур (в Тейской, Уйской СФО и др.) в связи с проявлениями складчатости и/или магматизма возникали гидротермальные конвекционные системы. В ранневендское время в пределах Патомской области существовал огромный сложнопостроенный артезианский бассейн, возникший в рифее. Гидрогеологические массивы в этот этап были широко развиты в центральных и восточных районах платформы в пределах Байкало-Туруханской (южная часть) и Алданской филократонных СФО.

Поздневендско-среднекембрийский (до майского века) этап (прил. 8) имеет особое значение в гидрогеологической истории платформы. В этот этап в южных и западных районах СП (в Лено-Тунгусской хатакратонной СФО) происходило накопление соленосных отложений, с которыми захоронялись огромные количества маточной солеродной рапы, преимущественно хлоридного состава с минерализацией до 270—350 г/кг. В северных и восточных районах платформы (Алдано-Анабаро-Рыбинской и Юдомо-Оленевской хатакратонных СФО) с морскими терригенно-карбонатными осадками захоронялись соленые хлоридные воды с минерализацией 30—35 г/кг. Таким образом, в этот этап четко определились основные черты гидрогеохимической зональности платформы (широкое развитие высококонцентрированных подземных рассолов в юго-западной части и преимущественное распро-

странение подземных хлоридных соленых вод в северо-восточной части платформы), сохранившиеся в целом до настоящего времени.

В последующие этапы в раннем палеозое (среднекембрийско-раннеордовикский, средне-позднеордовикский и силурийский) на платформе происходило развитие ранее образованных артезианских структур. При этом в среднекембрийско-раннеордовикский этап (прил. 9) на большей части территории СП продолжался хатакратонный режим. В морских и прибрежно-морских (в том числе лагунных) условиях формировались терригенные и карбонатные водоносные комплексы, преимущественно с солеными (до 20—35 г/кг) хлоридными водами, а местами также с хлоридными рассолами. В Вельминской СФО концентрация рассолов, захороняющихся с осадками, достигала 140—200 г/кг, в Ботуобинской СФО — 270—300 г/кг. В начале средне-позднеордовикского этапа в центральных и северо-западных районах платформы в морских и лагунно-морских условиях происходило накопление водоносных комплексов, преимущественно с хлоридными солеными (до 20—35 г/кг) водами, а местами (в Лено-Котуйской СФО) также с хлоридными рассолами с минерализацией до 140—200 г/кг. В конце этапа площади осадконакопления резко сократились, и в образовавшихся областях суши (в филократонах) в верхних частях разреза артезианских структур устанавливается инфильтрационный гидрогеодинамический режим с образованием скоплений пресных подземных вод и кор выветривания. Сходная палеогидрогеологическая обстановка существовала и на протяжении силурийско-раннедевонского этапа. В начале этапа в связи с трансгрессией, охватившей большую часть платформы, в верхних частях артезианских структур происходило формирование водоносных комплексов, преимущественно с солеными хлоридными водами морского питания и реже с хлоридными рассолами с минерализацией до 140—200, а местами и до 300—350 г/кг (Норильско-Хатангская СФО). В конце этого этапа территория СП представляла собой в основном сушу с широким развитием гипергенных и денудационных процессов. В верхних частях разреза артезианских структур седиментогенные, обычно соленые хлоридные воды замещались пресными водами атмосферного питания. При этом в соленосных и карбонатных толщах интенсивно протекали карстовые процессы.

Существенно изменились гидрогеологические условия на платформе в следующий девонско-раннетурнейский этап (прил. 10). В результате девонского рифтогенеза в восточной части возникла сложнопостроенная Вилуйско-Патомская рифтогенная СФО. При ее формировании артезианские бассейны, возникшие здесь в рифее и развивавшиеся в венде и раннем палеозое, были существенно деформированы, а в пределах поднятий (Сунгарского и др.) полностью денудированы. В Березово-Кемпендяйской и Ыгыттинской впадинах, развивавшихся в Вилуйско-Патомской СФО, накапливались в среднем и позднем девоне вулканогенно-осадочные (в том числе соленосные) формации, в основном с солеными водами и рассолами хлоридного состава. В этих артезианских структурах активно функционировали гидротермальные системы. Формирование артезианских структур с хлоридными рассолами на этом этапе продолжалось в Северо-Тунгусской и Имангдинской СФО, артезианских структур с хлоридными солеными водами — в Таймырской СФО, Канско-Тасеевской и Бахтинской СФЗ. На остальной территории платформы осадконакопление почти не происходило. В верхних частях разреза артезианских структур (и гидрогеологических массивов — главным образом на юго-востоке платформы) функционировали инфильтрационные гидрогеодинамические системы атмосферного питания. Крупные очаги разгрузки подземных вод (в том числе термальных) были приурочены к зонам региональных разломов (Вилуйско-Мархинской, Чаро-Синьской, Нижнетунгусско-Катангской, Кютюндинской и др.). На этом этапе, по-

видимому, окончательно прекратил свое развитие Патомский артезианский бассейн, заложившийся в рифее.

Для среднекаменноугольно-позднепермского этапа характерным является формирование артезианских структур с пресными и слабосолеными водами в угленосных лимнических и лимнопаралических формациях. Крупные артезианские бассейны этого типа приурочены к Таймырской и Восточно-Вилуйской СФО, а также к структурам заложившейся на этом этапе Тунгусской синеклизы. Артезианские бассейны с солеными хлоридными водами формировались на этом этапе в Енисей-Хатангской СФО, Восточно-Таймырской и Буур-Оленекской СФЗ (прил. 11). На остальной территории СП в верхних частях артезианских структур, сформированных на более ранних этапах развития, происходило замещение седиментогенных соленых вод и рассолов пресными водами атмосферного питания.

В гриасовый этап гидрогеологические условия в западной части платформы характеризовались интенсивной гидрогермальной деятельностью в связи с излиянием огромных масс базальтов. Гидрогеотермический режим в западной части платформы во время излияния базальтов отличался высокими (до 100—300 °С и более) температурами подземных вод. В питании гидротермальных систем наряду с пресными инфильтрационными водами участвовали седиментогенные хлоридные соленые воды и рассолы. С деятельностью этих гидротерм связано формирование разнообразной рудной гидротермальной минерализации (железа, исландского шпата и др.) Формирование артезианских структур с солеными хлоридными водами в этот этап происходило в Вилуйской, Пясинской и Восточно-Бырангской СФЗ.

На протяжении юрско-мелового тектонического этапа (прил. 13) в северных районах платформы были сформированы крупные артезианские бассейны с солеными (до 20—35 г/кг) седиментогенными водами хлоридного состава. Эти бассейны были приурочены к Усть-Енисейской, Хатангской и Лено-Анабарской СФЗ. Такого же типа артезианские структуры формировались и в пределах Приверхоанского прогиба. Артезианские структуры с преимущественным развитием пресных вод (мощностью до 1000—2000 м и более) возникли в это время в Вилуйской синеклизе, а также в южной части платформы (Южно-Якутская, Иркутская СФЗ) (прил. 13).

В кайнозое на платформе в целом преобладали восходящие движения, сопровождавшиеся развитием гипергенных процессов в верхних частях разреза структур, сопряженных с деятельностью инфильтрационных гидрогеодинамических систем атмосферного питания. В связи с резким похолоданием в среднечетвертичную эпоху и образованием на большей части территории платформы сплошной многолетней мерзлоты верхние водоносные горизонты были заморожены местами до глубин 500—600 м. Эти условия сохраняются и сейчас.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЛАТФОРМЫ

**Фундамент платформы.** Образования фундамента Сибирской платформы изучены на Алданском и Анабарском щитах, а также в отдельных скважинах. Раннеархейская эпоха характеризуется интенсивным вулканизмом основного и среднего состава и процессами переработки метавулканитов. Геологические комплексы этого возраста имеют литосидерофильный геохимический облик. Ведущими элементами ассоциации являются Ni, V, Co, Cr, TR, Be, реже Pb. Их содержания превышают

кларковый уровень. Такой тип геохимической ассоциации характерен для всех структурно-формационных комплексов этой эпохи. Лишь анортозиты этого возраста характеризует халькосидерофильная ассоциация (Ni, Cr, Pb, Cu). Позднеархейские образования характеризует смешанный тип. Ведущую роль играют сидерофилы Co, V, Ti, Cr, содержание которых превышает кларковый уровень и по распространенности превосходит халькофилы Cu, Zn, Pb и литофилы Mo, TR, Be, Sr, Ba, P. Процессы ультраметаморфизма существенно не меняют геохимическую специализацию рассматриваемых образований (Геохимическая карта зоны БАМ, 1988). В раннепротерозойских образованиях заметно ослабление сидерофильности геохимических свойств и усиление в ассоциации роли литофилов (TR, Mo, Sn, Be, Nb, Zr) и халькофилов (Pb, Cu, Zn). Даже габбро-диабазовая и габбровая формации раннего протерозоя содержат Ba, P, Zn, Ag, Cu выше кларкового уровня.

Терригенные образования тонодско-бодайбинской и удоканской серий существенно обогащены Mo, TR, Sr, Sn, Cu, Pb, Zn. В верхней части удоканской серии в ассоциации преобладают TR, Zr, Mo, Ba, Nb, Sn.

В целом в геологических формациях архейско-раннепротерозойского фундамента прослеживается тенденция ослабления сидерофильности свойств геохимических ассоциаций вверх по разрезу.

В основании платформенного чехла в Прианабарье залегают образования мукунской серии ( $PR_1^2$ ), для которой характерны высокие концентрации Mo, Mn ( $K_K \geq 5$ ) и Ni ( $K_K \geq 2,5$ ), реже Cu. Специфику формаций этого возраста определяют литосидерофильный тип ассоциаций и высокая подвижность элементов группы железа и бария. Подобные факты свидетельствуют о нехватке в палеобассейне седиментации одновременно с кислородом сульфатного иона. Как следствие этого, на границе с образованиями рифейского возраста фиксируется сульфатно-кислородный геохимический рубеж [Певзнер, 1993; Певзнер, Бурков, 1986].

Образования рифейского мегацикла характеризует тенденция к накоплению халькофилов Cu, Pb, Cd ( $K_K \geq 2,5$ ), а также Mo, реже Mn и P.

Черносланцевые формации Игарского района и Прибайкалья богаче в видовом отношении и представлены ассоциацией из Cd, Cu, Ag, Mn, V, TR, U с  $K_K \geq 5$ .

На востоке платформы проявляется тенденция к рассеянию химических элементов. Внутри геологических образований этого возраста заметно наличие геохимической зональности как по вертикали, так и по горизонтали. В векторной форме это свойство для типоморфных разрезов и выглядит следующим образом: Прибайкалье Сл → ХлЛ, Прианабарье ЛС → СХл, р. Уджда, СЛ → ХлС, Туруханский район ЛХл → Хл, Игарский район Л → ЛХл, юго-восточная окраина платформы ЛХл → Хл. Геохимические ассоциации геологических формаций распадаются по признаку распространенности (фемафильности—фельсифильности), а барий теряет подвижность и попадает в одну группу с титаном. Примером могут служить ассоциации и подвижность элементов в эффузивно-терригенной формации (губинская свита) Игарского района: (Ba (V, Zr, Ti) Ga, Pb, Sr) Cr → (Mn (Cu, Ni, Co, Mo)).

В восточных районах платформы влияние эндогенного фактора породообразования ослабевает за счет усиления хемогенного фактора: ((Ga, Ge, Zn, V, Be) (Sn, Cr, Ni) Ti) Li → Zr, Y ((Ag, Cu) Pb, Mo, Ba, Mn). Влияние эндогенного фактора на породообразование растет вверх по разрезу. Переменная подвижность бария указывает на непостоянство содержания сульфатного иона в водах бассейна седиментации [Певзнер, Бурков, 1986]. В целом платформе этого времени свойственно наличие на периферии халькофильного геохимического пояса, который меняет свои параметры от халькофильного (Cu, Pb, Zn, Ag) до литохалькофильного (TR, Mo, Sn, Zn, Cu). Исключение составляет сидерофильная зона на юго-западе. Элементы-литофилы

(Mo, TR, Be) постоянно присутствуют в ассоциациях вулканогенно-осадочных образований. Наиболее разнообразен видовой состав ассоциаций на северо-западе и юго-востоке платформы.

Образования ранневендского этапа развития характеризует преобладание халькофильной ассоциации (Cu, Cd, Zn, Ag), которая совпадает с областями распространения молассоидных формаций. В районе Прианабарья тип ассоциации меняется за счет увеличения Ba, Li, Sc ( $K_K = 2,5—5$ ). В бассейне р. Уджа в геохимической ассоциации доминируют Co, Mo, Be, TR (Zn) с высокими вариациями содержаний. На восток резко возрастает литофильность свойств (Ba, Sr) и падает уровень накопления элементов в ассоциации ( $K_K = 1,5—2,5$ ). В этом же направлении уменьшается роль эндогенного фактора в пороодообразовании и возрастает хомогенность и равномерность в распределении содержаний химических элементов. В карбонатных формациях нижнего течения р. Лена снижается частота встречаемости рудных элементов. Тенденцию к концентрации обнаруживает лишь Sr ( $K_K > 2,0$ ). Большинство элементов (Pb, Mn, Ni, Co, V, Ti, Cr) обладает тенденцией к рассеянию ( $K_K \leq 0,5$ ).

Геохимические структуры формаций нижневендского этапа отличаются от предшествующего этапа (рис. 41). Унаследованные халькофильные зоны сохраняются на юго-востоке и западе платформы. На востоке платформы расширилась литофильная зона (Приверхоанская). Появляются литохалькофильная (Севросибирская) и литосидерофильная Котуйско-Уджинская зоны. Происходит инверсия геохимических свойств: ведущие элементы более древних ассоциаций уступают место представителям других геохимических групп (это явление было названо в 1971 г. В. С. Певзнером геохимическим резонансом).

Для галогенно-карбонатных формаций поздневендско-среднекембрийского этапа характерна смена по вертикали халькофильной (полиметаллической) ассоциации в венде хальколитофильной в нижнем кембрии. Основную часть Иркутского амфитеатра и Тунгусской синеклизы занимает ассоциация из Li, Rb, Cs, Sr. В целом (рис. 42) эта геохимическая провинция состоит из двух геохимических областей, отличающихся уровнем накопления и видовым составом ассоциаций: южной — Li, Rb с  $K_K > 5$  (до 10—15 и более) и северной, где в ассоциации преобладают Li, Sr, U с  $K_K \leq 5$ . Видовой состав геохимической ассоциации Анабаро-Алданской зоны изменчив: от Sr, Y в низовьях р. Лена до TR, Mo в нижнем течении р. Алдан к Li, Sc, TR на юго-востоке, но кларковый уровень концентрации удерживается на территории всей зоны [Никитин, Мельников, 1989]. Вилуйско-Тунгусская геохимическая провинция окаймлена Вилуйско-Алданской сидеролитофильной зоной со Sr—Mn-ассоциацией ( $K_K = 1,5—2,5$ ). В разрезах южной и северо-западной окраин платформы усиливается влияние халькофилов (Cu, Cd, Pb, Ag, Bi). Преобладает кларковый уровень накопления. На юге и востоке за пределами Вилуйско-Тунгусской провинции уровень накопления ассоциаций (Cu, Li, Mo, Cd, Pb; Sr, B, Cu и др.) превышает кларковый в 5—10 раз и более.

Следует отметить три обстоятельства. Во-первых, в основании  $V_2—\epsilon_1^1$  повсеместно прослеживается кислородно-сульфатный геохимический рубеж, отражающий этапность развития гипергенных геохимических систем в связи с появлением дополнительных порций кислорода и сульфатной серы в палеобассейнах седиментации. Такого же типа рубеж можно отметить на границе между  $V_2$  и  $\epsilon_1^1$ . Во-вторых, по распространенности элементов в ассоциациях можно констатировать наличие высокого вклада в пороодообразование эндогенного фактора (до 70—80 % в районах развития мощных соленосных и сульфатоносных толщ). С последним связана мобилизация элементов кислых магм (Pb, Ga) и Cu. В-третьих, наблюдается редкий для гипергенеза феномен — подвижность циркония.

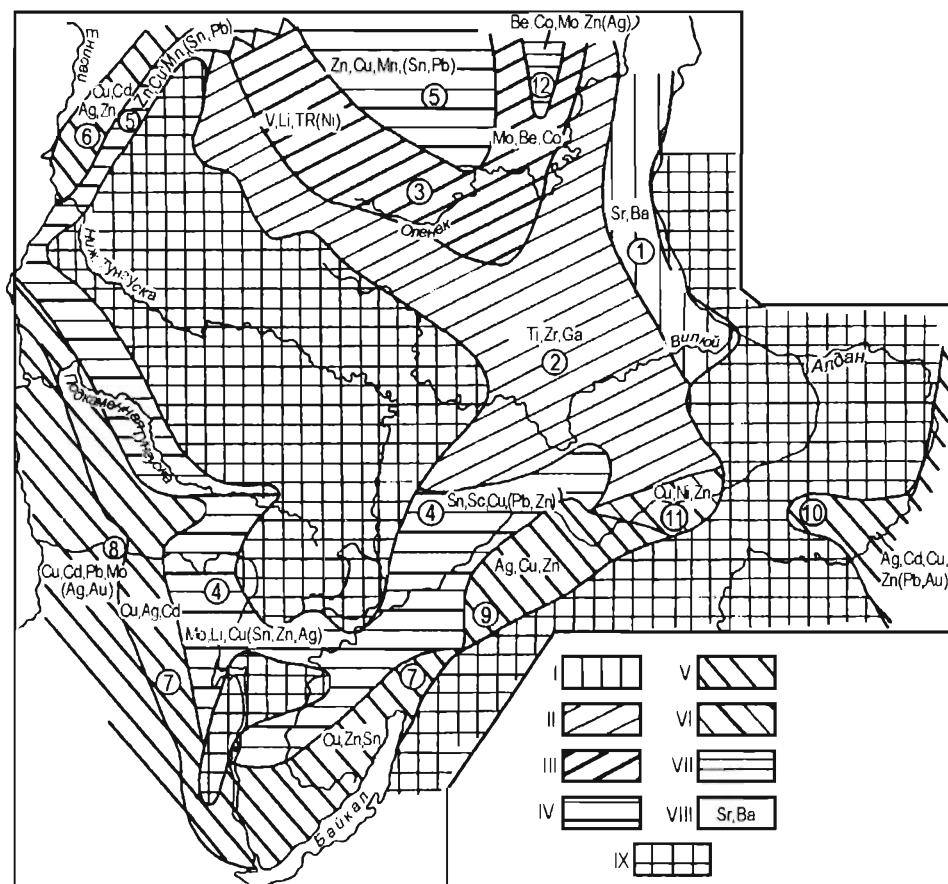


Рис. 41. Геохимическое районирование формационных рядов нижнеенисейского этапа Сибирской платформы (проведено на основе схем ретроспективных структур Н. С. Малича) (сост. В. С. Певзнер, Н. С. Малич).

Геохимические подразделения: I — Л<sub>3</sub> Приверхоянская зона (1), II — ХЛ<sub>1</sub> Котуйско-Вилуйская зона (2), III — ЛС<sub>3</sub> Оленекско-Удвинская зона (3), IV — ЛХ<sub>1</sub> Южносибирская зона (4), Северосибирская зона (5), V — Х<sub>1</sub> Излучинская зона (6), Приенисейско-Байкальская зона (7), Енисейско-Саянская область (8), Патомская область (9), Уйская зона (10), VI — СХ<sub>1</sub> Приалданская область (11), VII — СЛХ<sub>1</sub> Удвинская зона (12), VIII — ведущие элементы ассоциаций, IX — филократонные области.

Образования  $\epsilon_1^z$ — $\epsilon_2^{am}$  геохимически отличаются уменьшением доли литофилов в ассоциациях (рис. 43) и некоторой структурной перестройкой. К литофильным можно отнести Игарскую зону с кларковым уровнем накопления Ba, Sr, Mo, Приленскую зону (Mo, Ba с  $K_k \geq 2$ ), Вилуйско-Енисейскую провинцию (U, Sr, Mo) и Витимско-Бирюсинскую зону (Li, Sr и B, Ti с  $K_k = 1,5$ —2,5). На юге Тунгусской синеклизы и значительной части Иркутского амфитеатра выделяется Братско-Тунгусская литохалькофильная геохимическая область, видовой состав ассоциаций которой меняется от Mo, Cu, Ag, Li на юге до Cu, Ba на северо-востоке и Cu, Ti на западе (везде  $K_k \geq 2,5$ ) [Попова, 1982; Певзнер, 1983]. На севере и востоке платформы заметно усиливается сидерофильность ассоциаций (V, Co и Cr) и растет уровень их накопления.

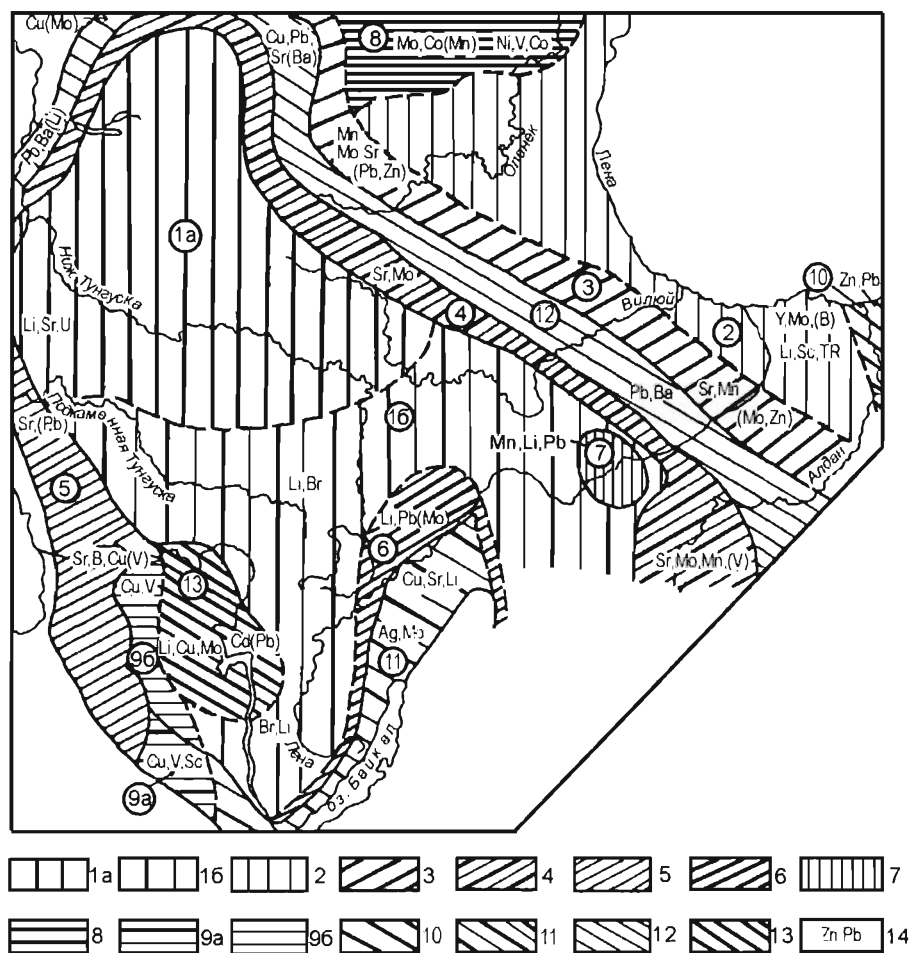


Рис. 42. Геохимическое районирование формационных рядов  $V_2$ — $E_1^1$  этапа Сибирской платформы (сост. В. С. Певзнер, Г. В. Козлов, Н. С. Малич, Е. Н. Марков).

Геохимические подразделения: 1 —  $L_1$  — Вилуйско-Тунуская провинция с областями: 1a — Северная, 1б — Южная; 2 —  $L_2$  — Алдано-Анабарская зона; 3 —  $L_1$  — Вилуйско-Оленекская зона; 4 —  $SL_1$  — Вилуйско-Алданская зона; 5 —  $XL_1$  — Бахтинско-Ангарская зона; 6 —  $XL_1$  — Иркутско-Устьитимская зона; 7 —  $XL_2$  — Олекминский район; 8 —  $C_1$  — Анабаро-Оленекская область; 9 —  $CX_{2,3}$  — Ийско-Чунская зона с подзонами: 9a —  $CX_1$  — Чуйская, 9б —  $CX_2$  — Ийская; 10 —  $X_1$  — Учуро-Майская зона; 11 —  $LX_1$  — Прибайкальская зона; 12 —  $LX_1$  — Алдано-Котуйская зона; 13 —  $LX_1$  — Брагский район; 14 — ведущие элементы ассоциаций.

Образования  $E_2^{am}$ — $O_1$  этапа развития характеризует геохимическая зональность по вертикали и латерали. По вертикали она выглядит как переход от сидерохалькофильной ассоциации (Cu, Mo, Ni с  $K_k = 2$ —2,5) к хальколитофильной (Ba, Ag, P, B с  $K_k = 5$ ). Хорошо видна зональность и по латерали. Центральную часть платформы занимает Анабаро-Ленская сидеролитофильная геохимическая провинция (Sr, Ba, Li, Cr, Co, Mn с  $K_k > 2$ ). В восточном и южном направлениях растет вклад в ассоциацию халькофилов (Ag, Zn, Cu, Cd с  $K_k \geq 5$ ). В западной части в ассоциациях возрастает за счет Mn и V сидерофильность свойств.





дит в сидеролитофильный тип (P, Mn, TR, Mo, B с  $K_k = 2-2,5$ ). В районах, граничащих с Вилуйской синеклизой, карбонатно-терригенные формации  $O_2$  по тенденции к концентрации обладают литосидерофильным обликом и включают в свой состав W, Cr, B, Sr, Mn с  $K_k = 2,5-3,5$ . Стабильный облик с уровнем накопления выше кларкового обнаруживают  $O_3$  отложения P, B, Mn, V (Sc, Sn, Ag).

Терригенно-карбонатные формации силура демонстрируют тенденцию к рассеянию: низкая частота встречаемости большинства элементов и низкие содержания даже Ba, Sr, Co, Ni, Cr, V, Mn, Cu, т. е. тех из них, что постоянно наблюдаются в горных породах. Для разрезов Прианабарской и Предтаймырской зон характерно присутствие Sr и Mo, реже Cu, в бассейне р. Мойеро к ним добавляется V и в известняковой формации у пос. Айхал — Li, W. Уровень накопления ассоциаций не превышает кларковый. В Туруханском районе наблюдаются Cu, Zn, Ni, Mn в количестве, превышающем их кларки. Можно отметить усиление литофильности свойств геологических формаций, слагающих  $O_2-S$  вверх по разрезу. S от подстилающих и покрывающих отложений отделяет сульфатный геохимический барьер.

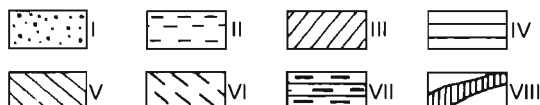
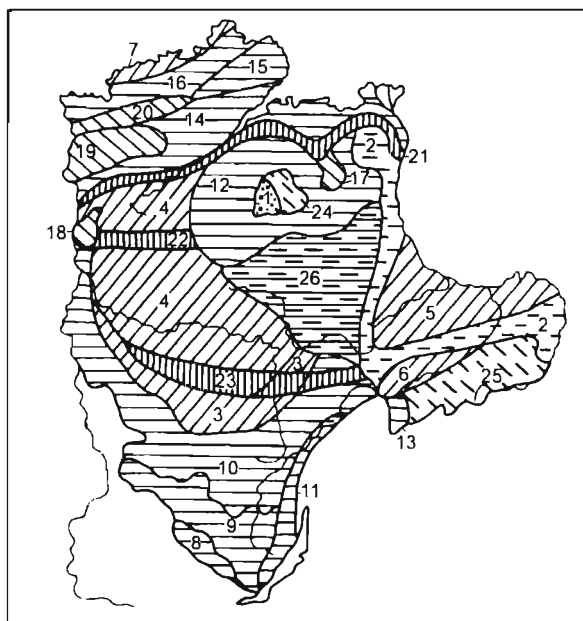
Образования D отличаются от нижележащих, для них характерно изменение ассоциаций в разрезе от сидерохалькофильной (Cu, Mo, Mn) через литосидерофильную (Mn, Sn, Mo) к литофильной (Sr, Ba, Cs, Rb, Li) и хальколитофильной (Cu, Rb, Sr). Для отложений  $D_1$  северо-западных и западных районов характерна ассоциация из Zn, Cu, Mo, B, Li. Уровень накопления ассоциаций обычно кларковый, редко  $K_k = 3,0-3,5$ . Только Mn на северо-западе в 5—8 раз превышает свой кларк; сходные показатели у Ba и Sr в бассейне р. Котуй. В отложениях  $D_{2-3}$  заметна тенденция к гомогенизации: содержания более 70 % химических элементов не выходят за пределы их кларков. Подобная тенденция обычна для формаций финальных стадий, образующихся под воздействием как магматизма, так и корообразования. Турнейские образования содержат Sn-, Mo-, TR-, Cu-ассоциацию с  $K_k = 2,5$ . К югу возрастает вклад в эту ассоциацию Cu, Zn, Ge. Характер ассоциаций и поведение их элементов свидетельствуют о заметном вкладе эндогенного фактора в породообразование.

Образования  $C_{1/2}-T$  цикла. Вертикальная геохимическая зональность проявлена в  $C_2$  — P-образованиях: от литохалькофильной (Cu, Zn, Sn, Sr — на севере; Cu, Sc, Ga — в районе г. Мирный) и сидерохалькофильной (Mn, Cu, Mo) в карбоне к хальколитофильной (TR, Ga, Ge — на севере, TR, Ge, Ga, Be, Zn — на юге и востоке) в перми. Уровень накопления кларковый в  $C_{1/2}$ , выше по разрезу до  $K_k \geq 5$  (бассейны рек Уджа и Анабар). В Норильском районе образования данного этапа развития характеризует ассоциация из Mo, Ag, Li, Zn, Nb, Sr, к которой в триасе присоединяются V, Cr, Cu. Уровень накопления превышает кларковый. В терригенных комплексах преобладают V, Ni, Cu, Ga. Сходный облик у T из бассейна р. Ыгыатта — V, Ga, Zn, Ni ( $K_k = 4,0-4,4$ ).

J—P-цикл. На геохимический облик существенно повлияли выветривание и эндогенные (гидротермально-метасоматические) процессы. Преобладающий геохимический облик геологических формаций литохалькофильный (TR, Ga, Ge, Be, Zn, к ним в северных районах присоединяются Sc, Mo, Cu). В восточных районах платформы за счет V и Ni происходит усиление сидерофильности. Уровень накопления не выше 2,5, до 4,0—5,0 в разрезах северной и западной окраин платформы. В юрских угленосных отложениях заметно изменение от Ga-, Be-, TR-, Zr-ассоциации в низах разреза до Ga, Ge, V, Pb, Zn в верхних горизонтах ( $K_k = 2,5$ ). Сходная ассоциация характеризует гиббсит-каолинитовую формацию в бассейне р. Подкаменная Тунгуска — Zn, Ga, V, Cr, Sc, но  $K_k \geq 3,5$ . В нижней части присаянской свиты

**Рис. 44. Геохимическое районирование Восточной Сибири**  
(сост. В. С. Певзнер).

**Геохимические типы областей, районов и зон:** I — Л: I — Западно-Анабарский район, Л<sub>1</sub> — Mo, Sn, Ba, Sr (Zr); II — X: 2 — Ленско-Алданская зона, X<sub>2</sub> — Se, Pb, Ag, Bi (Au); III — ЛС, СЛ: 3 — Катангско-Вилуйская зона, СЛ<sub>2</sub> — P, Ti, W, Mn (U, Li); 4 — Тунгусская провинция, ЛС<sub>2</sub> — Ti, Cr, Ni (Li, U, Pt); 5 — Вилуйская область, ЛС<sub>2</sub> — V, Ti, Mn, P (Sb, Sn, Li, Nb, U); 6 — Амгинская зона, СЛ<sub>1</sub> — Mo, Co, Bi, Se, Au; 7 — Лесинско-Челюскинская зона, ЛС<sub>2</sub> — Co, W, Mo, Be (Sn, TR, Au); IV — ХЛ, ЛХ: 8 — Иркутская зона, ХЛ<sub>2</sub> — TR, Ti, Zr, Cu, Ga (Nb, Sn, Mo, Zn, U, Th); 9 — Ангарская зона, ЛХ<sub>2</sub> — Cu, Sr, Ba (Sn, Sb, Zr, Li, Ag); 10 — Енисейско-Ленская область, ЛХ<sub>3</sub> — Cu, Zn, Cd, Zr (Ag, Bi, Mo, W); 11 — Прибайкальская зона, ХЛ<sub>1</sub> — Sn, Mo, Pb, Cu (TR, W, Zn, U, Au); 12 — Прианабарская область, ЛХ<sub>2,3</sub> — Pb, Sr, Ba (P, W, Mn, Cu); 13 — Олекминский район, ХЛ<sub>2</sub> — TR, Sn, Mo, Cu, Pb, W, Zn; 14 — Хатангско-Нижнеленская область, ХЛ<sub>2</sub> — Sn, Mo, Pb, TR (W, Cu, Zn); 15 — Восточно-Таймырская зона, ХЛ<sub>1</sub> — Zr, Ti, Ag, Pb, Mo (Se); 16 — Шренк-Фаддеевская зона, ЛХ<sub>2</sub> — Cu, Cd, Pb, Mo (Li, Ag, Au); V —



XO, CX: 17 — Уджинский район, ХС<sub>3</sub> — Ni, Cr, Sn, Zn (Cu, Au); 18 — Игарско-Норильский район, ХС<sub>3</sub> — Cu, Ni, Co, Ag, Au (Pt); 19 — Пясинская область, CX<sub>1</sub> — Mn, V, P, Cu, Co, 20 — Западно-Таймырская зона, ХС<sub>3</sub> — Cu, Ni, Co (Sn, Au, Pt); 21 — Северная шовная зона, ХС<sub>3</sub> — Ni, Cu, Au, Ag (As, Hg, Cu); 22 — Дюпкунская зона, ХС<sub>2</sub> — Cu, Ni, Co; 23 — Южнотунгусская зона, ХС<sub>2</sub> — Ni, Cu, Co (As, Au, Pt); VI — ЛХС/24 — Восточно-Анабарская область, ЛХС<sub>2</sub> — Ni, Cr, Cu, Ag, TR, Ba, Sr; 25 — Алданская область, ЛХС<sub>3</sub> — Mn, Ni, Cu, Zr (Cr, Au, U); VII — ЛСХ/26 — Айхальская область, ЛСХ<sub>2</sub> — Cu, P, Ti, V, Mn; VIII — прозрачные геохимические зоны.

**Примечание:** Л — литофильный геохимический тип, Х — халькофильный тип, С — сидерофильный тип; ЛС<sub>2</sub>, ХЛ<sub>1</sub> и др. — сочетание геохимических типов (литосидерофильный, хальколитофильный и т. п.; цифра — уровень накопления по отношению к кларку: 2 — кларковый уровень, 3 — выше кларкового уровня).

наблюдаются ассоциации с разделением элементов по признаку распространенности, т. е. с преобладанием эндогенного фактора в образовании пород. Подобные феномены там ассоциируют с потерей подвижности Cu, Ni, Cd, Zn, Pb. Последнее связано с наличием сульфатного восстановительного барьера. Наряду с явными признаками влияния эндогенного фактора на породообразование вверх по разрезу наблюдается уменьшение вариаций содержаний элементов, а также количество элементов, содержания которых близки к уровню кларка.

Геохимическое районирование Восточной Сибири приведено на рис. 44 (арабскими цифрами показаны зоны, области). В числе прочих выделены основные прозрачные геохимические зоны. Под последней понимается зона, внутри которой весь разрез чехла обладает тенденцией к концентрации одной и той же группы химических элементов, независимо от формационной принадлежности, литологического

состава и возраста [Певзнер, 1997]. Восточная Сибирь в геохимическом отношении отличается большим разнообразием; три прозрачные геохимические зоны пересекают практически все структурно-формационные комплексы. Прозрачные геохимические зоны и блоки при более детальном изучении отчетливо проявляются в Норильском районе, на Оленекском поднятии, в районе Непской структуры. Для них характерна унаследованная («прозрачная») геохимическая специализация от рифейских и вендских до триасовых и более молодых геологических комплексов. Обычно открытость недр (а прозрачные зоны — следствие этой открытости) с проявлением унаследованных ассоциаций элементов-халькофилов, реже сидерофилов, иногда редкоземельных, контролирует система активных в тектоническом плане структур [Певзнер, 1997; Эволюция..., 1997].

# ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ

---

## МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Минерально-сырьевые ресурсы Восточной Сибири в настоящее время определяются уникальными по запасам разведанными и разрабатываемыми комплексными месторождениями сульфидных медно-никелевых руд с кобальтом, платиноидами, золотом, серебром, теллуром и другими полезными компонентами, на базе которых действует крупнейший в стране Норильский горно-металлургический комбинат; крупными разрабатываемыми месторождениями алмазов в Якутской (Саха) республике; крупнейшими разрабатываемыми месторождениями золота на Енисейском кряже (Олимпиадинское и др.), Алдане (Куранахское, Лебединское, Соловьевское и др.) и на севере Таймыра (Карская золотоносная провинция); уникальными месторождениями свинцово-цинковых руд на Енисейском кряже (Горевское и др.) и Байкало-Патомском нагорье (Холоднинское и др.); крупнейшими разрабатываемыми месторождениями магнетитовых железных руд в Иркутском амфитеатре и на Енисейском кряже; уникальными угленосными бассейнами (Тунгусский, Иркутский, Канско-Ачинский, Ленский, Южно-Якутский, Таймырский), в которых сосредоточено более 4,7 трлн т угля; крупнейшими нефтегазоносными провинциями Лено-Тунгусской и Хаганско-Вилуйской с прогнозными ресурсами УВ 84,6 млрд т; месторождениями флогопита (Эмельджакское) и горного хрусталя (Курумкан-Сактитское) на Алдане; тальк-магнетитовых руд (Онотское) и редких металлов (Вишняковское месторождение) на Западном Саяне; крупными месторождениями графита на западе платформы (Курейское и Ногинское, второе разрабатывается); исландского шпата в центральной части платформы (бассейн р. Нижняя Тунгуска); комплексными месторождениями магнетит-апатитовых руд, флогопита, редких металлов, редких земель, хризолита и алюминия (в нефелине) с прогнозными запасами апатитовой и железных руд по 6 млрд т в Маймеча-Котуйском и Уджинском районах Заполярной Сибири; месторождениями стратиформных руд меди в Игарском (медистые песчаники) и Хараелахском (самородная медь) районах; калийных солей в Гаженском районе, каменной соли в Иркутском амфитеатре; медно-молибденовых руд в Норильском районе (Болгохтохское); месторождениями бокситов в Приангарском и Чадобецком районах (Татарское, Порожнинское, Центральное, Иджибек и др.), целестина в Илимпейском районе, россыпные месторождения алмазов (Эбелях и др.), ильменита на юге платформы и Таймыра, платиноидов и золота в Ленском, Алдано-Становом, Енисейском, Восточно-Саянском, Маймеча-Котуйском, Таймыро-Североземельском районах, а также цеолитов, бора, ниобия, циркония и др.

Характеристика полезных ископаемых приводится по главнейшим мегаструктурам Восточной Сибири — фундаменту Сибирской платформы, чехлу платформы, складчато-надвиговым структурам ее обрамления — Горному Таймыру, Енисейскому кряжу и структурам тектоно-магматической активизации.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ФУНДАМЕНТА ПЛАТФОРМЫ

Полезные ископаемые фундамента платформы изучены на щитах и выступах. Рассмотрены месторождения, обладающие реальными запасами (или прогнозами, позволяющими предполагать создание месторождений).

Помимо обширной литературы по полезным ископаемым, авторы использовали рукописные источники А. М. Алтынникова, Р. Н. Ахметова, В. Г. Васильева, В. И. Гордеева, А. И. Иванова, В. П. Капанина, Г. Н. Киселева, В. П. Ковалева, А. В. Колесникова, Ю. Я. Кошелева, В. И. Никулина, В. П. Пилягина, Д. В. Угробина, И. М. Фрумкина, Е. П. Чижовой и др.

### ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Уран.** Большинство месторождений выявлено среди наземных вулканитов нижнего протерозоя и между чехлом и фундаментом. Первая ситуация характерна для Аkitканского района вблизи железной дороги. Здесь отмечаются два структурно-морфологических типа уранового оруденения в комплексных рудах, находящихся вблизи взбросо-сдвигов. Месторождение Безымянное с рудными телами в виде жил, линз и гнезд, контролируемых межпластовыми зонами срывов и крутопадающими зонами дробления, которые испытывали гематитизацию, хлоритизацию, окварцевание, альбитизацию и серицитизацию.

Выявлено пять ураноносных зон (наиболее крупная мощностью 50—60 м, длиной 500 м) со следующими характеристиками самых больших рудных тел: длина одного до 250 м, средняя мощность — 1,9 м,  $U = 0,11\%$ , длина другого 290 м, средняя мощность 3,3 м,  $U = 0,06\%$ , присутствуют линзы (мощность 1—1,5 м, длина 10—20 м) с содержанием  $U = 0,2—0,5\%$  (до 2,6—10,8 %). Вертикальный размах оруденения превышает 150 м. По всем зонам содержание  $Au = n.0.1—150$  г/г. Главные рудные минералы — франколит, браннерит, настуран, сульфиды Pb, Zn, Cu. Рудопрооявления Пихтовое, Озерное характеризуют тип ураноносных отложений с гнездами и залежами руд и многоярусным распределением в толще переслаивания обломочных и вулканических пород. Эти проявления расположены по соседству с объектами безымянного типа с теми же изменениями вмещающих пород. Рудные тела (0,1—6,2 м) длиной 160—200 м представлены прожилково-вкрапленными сульфидно-настурановыми рудами с содержаниями:  $U = n.0.01—0,7\%$ ,  $Au = 0.1—n.1.0$  г/г. Возраст урановых минералов из названных объектов отражает этапы неоднократного обновления рудонесущих тел (в Ma): 1200—1000, 900—700, 504, 315—290, 270—252, 126.

Урановое оруденение в комплексных рудах второго типа хорошо изучено в Восточно-Саянском (месторождения Апсах и Столбовое) и Бодайбино-Патомском (месторождение Туюкан) районах. На месторождении Апсах оруденение локализуется в кварц-карбонат-хлорит-серицитовых метасоматитах по нижнепротерозойским сланцам и контролируется пологой зоной катаклаза на участках пересечения с крутопадающими разломами. Выявлено 30 пологих залежей и линз настурановых безториевых руд (0,3—7,0 м) длиной 50—600 м, с содержанием  $U = 0,012—0,13\%$  (до 1,3 %) и повышенными концентрациями  $Au + ЭПГ$ . Месторождение Столбовое располагается в зоне налегания рифейских отложений на нижнепротерозойские граниты в крутопадающих зонах дробления и околорудного изменения гранитов и в экзоконтакте долеритовых даек. Выявлено 40 жил и линз с раздувами и пережимами (с мощностью рудных тел 0,4—2,5 м), прослеженных на 200 м. Содержание урана

0,05—0,15, в отдельных линзах 0,5—0,7, а в редких гнездах прикровельной части залежей 0,2—26,7 %. Рудные минералы — настуран, иногда уранинит, браннерит, коффенит, пирит, галенит, халькопирит, арсенопирит, гематит. Туюканское месторождение располагается вдоль контакта нижнепротерозойских гранитов с урановой геохимической специализацией и нижнерифейскими осадочными отложениями.

Седиментогенные концентрации урана содержатся в нижнепротерозойских отложениях Удоканского и Урикско-Ийского районов. Урановые и урансодержащие минералы (уранинит, тантало-ниобаты) встречаются и в редкоземельно-редкометалльных месторождениях Восточного Саяна.

## РУДНО-МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

**Черные металлы. Железо.** Железные руды, характерные для фундамента платформ, представлены магнетитовыми или комплексными. Часть из них с разведанными запасами. К югу от г. Иркутск находится Байкальский железорудный район син- и эпиметаморфических раннедокембрийских руд магнетитовых кварцитов среди нижнеархейской плагиоэклгит-гиперстенсланцевой толщи. Самое большое Байкальское месторождение (210 млн т руды) представлено крутопадающими пластами, линзами в средней части двупироксенсланцевого-элизит-силлиманит-гнейсовой толщи. 18 рудных тел из 100 имеют мощность 10—20 м, одно — 60 м, прослеженность по простиранию 2,2—3,5 км, по падению до 800 м. Магнетитовые кварциты массивные и полосчатые, редко сульфидоносные с содержанием по двум рудным пачкам  $Fe_{cp} = 24,34—28,6$  %. Иногда встречаются сливные руды (жильные), как правило, эпиметаморфические (на Хабаровском месторождении этот тип представляет до 7 % от всех руд, в том числе в телах мощностью до 7 м). В других месторождениях магнетитовые кварциты размещаются в энтербит-гнейсовой толще, часто диафторированной, с телами метамагматических пород, что приводит к появлению силикатных руд, иногда с ванадиносным магнетитом, повышенной титанистостью ( $TiO_2$  до 1 %), хромсодержащих.

Чаро-Токкинский железорудный район расположен на плоскогорье в 150 км к северу от железной дороги. Здесь на площади 500 км<sup>2</sup> выявлено до десяти месторождений магнетитовых кварцитов, приуроченных к амфиболит-биотит-гнейсовой толще верхнеархейской борсалинской серии. Тарыннахское месторождение (1305 млн т руды) занимает площадь 70 км<sup>2</sup>. Здесь выявлены 4 рудные залежи, прослеженные на 6—22 км. Средняя мощность залежей 100—200 м, присутствуют пачки пустых пород (0,1—20 м и более). Руды вскрыты до глубины 700 м и представлены полосчатыми кварцитами амфибол-магнетитовыми (74,5 %), реже магнетитовыми (11,2 %) и биотит-магнетитовыми, магнетит-силикатными (до 10 %). Имеются окисленные руды в зонах окисления со средней мощностью 12 м (максимум 40 м). По месторождению установлены следующие средние содержания в зависимости от категории запасов:  $Fe_{общ} = 25,7—37,6$ ,  $Fe_{маг} = 25,6—35,2$  %.

Горкитское месторождение (1913,5 млн т руды) занимает площадь 35 км<sup>2</sup> к югу от Тарыннахского и перекрыто в северной части рифейскими отложениями мощностью до 135 м, что снижает рентабельные запасы до 723,4 млн т. Оно представлено двумя залежами, одна при мощности до 200 м имеет длину 17 км, другая при мощности 160 м имеет длину 6 км. Среднее содержание  $Fe_{общ} = 28,8$  %.

Чаро-Кодарский железорудный район расположен в горах по северо-западному борту Чарской впадины. Здесь выявлено несколько месторождений в двух зонах площадью 150 и 125 км<sup>2</sup>. Одну из них фиксирует Нижнесакуканское месторождение

(805,5 млн т руды), другую Салуматское месторождение (1035 млн т руды) легко-обогащаемых полосчатых и массивных магнетитовых кварцитов в крутопадающих телах среди плагиогранит-гнейсовых толщ архейского возраста.

Мощность рудных тел 25—83 м, протяженность до 4,5 км. Руды содержат примеси силикатов,  $Fe_{\text{маг}} = 16—30\%$ , сотые доли процентов  $Va_2O_5$ , хрома, марганца, меди, циркония.

Южно-Алданский железорудный район расположен на плоскогорье вдоль железной дороги. На площади 300 км<sup>2</sup> выявлено до десяти месторождений полигенных магнетитовых скарноидов, иногда с комплексными рудами, которые приурочены к верхнеархейской мрамор-амфибол-сланцевой федоровской серии. Наиболее крупное Таежное месторождение (1255 млн т руды) приурочено к мрамор-сланцево-гнейсовой толще в замке и крыльях подковообразной центриклинали с крутыми углами падения и прослеженностью рудных тел до глубины 1000 м. Продуктивный горизонт (300 м) эпиметаморфических сульфидизированных руд, главным образом магнезиально-скарновых, включает реликты метаматмических пород. Нижняя часть продуктивного горизонта (5—140 м) содержит отдельные пласты магнетитовых руд (до 15—28 м), а верхняя часть (90—160 м) 13 рудных тел (до 16 м). По составу выделяются руды магнетитовые, форстерит-магнетитовые, клиногумит-магнетитовые, пироксен-магнетитовые, амфибол-магнетитовые, флогопит-магнетитовые, серпентин-магнетитовые, а в нижней части продуктивного горизонта борато-магнетитовые. Руды высокосернистые (1,81—2,06 %), свободные от мышьяка и фосфора с повышенными содержаниями Au, Ag, Zn, Co, Cu. По обогащенности руды делятся на три технологических сорта по содержанию общего железа: I — 35 % Fe высокосернистые (включая аглоруды с  $Fe = 54,6\%$ ), II — 25—35 % малосернистые, III — 15—25 %. Десовское месторождение (701 млн т руды) представлено рудной пачкой мощностью до 320 м на крыле синклинали. Разведано 17 рудных залежей с изменчивыми мощностями (до 50 м) на общую длину до 15 км. Форма рудных тел пластовая и линзовидная, их мощность 4—50 м, длина обычно 100—150 м, иногда 3—5 км. Руды магнетитовые, силикатные (диопсид, серпентин, амфибол, флогопит). Среднее содержание  $Fe_{\text{общ}} = 27,6$ ,  $Fe_{\text{маг}} = 22,6$ ,  $S = 1,08\%$ . Южное месторождение (422 млн т руды) представлено двумя залежами (7,0—7,5 км) под чехлом кембрийских отложений мощностью 150—380 м. В каждой залежи по крупному пласту магнетитовых руд (5—68 м) с содержаниями  $Fe_{\text{общ}} = 35,12\%$ ,  $Fe_{\text{маг}} = 28,84\%$ . Некоторые месторождения этого района, помимо Таежного, являются комплексными с Co, Cu и TR.

**Марганец.** Крупные самостоятельные месторождения марганца в фундаменте не обнаружены. К западу от г. Иркутск, в предгорьях Западного Саяна, имеется малое опоскованное железо-марганцевое Андотское месторождение. Оно располагается в одноименном грабене, выполненном верхнеархейскими сланцево-кварцит-карбонатными отложениями, к нижней части разрезов которых приурочена продуктивная пачка мощностью 15—20 м, представленная метаморфизованными известняками, песчаниками и туфогенными породами. Рудные тела мощностью до 0,4 м, протяженностью до 700 м сложены якобитом, браунитом, гаусманитом, родохрозитом, псиломиланом, пиролюзитом и криптомеланом, присутствуют магнетит, гематит и ильменит. Руды содержат  $Mn = 11,9—14,65$ ,  $Fe = 24,4—26,0\%$ . Имеются неоконтуренные тела с содержанием марганца до 24 %. Прогноз  $P_3 = 4,8$  млн т руды.

В Енисейском районе среди метаандезит-кварцит-мраморной толщи нижнего протерозоя установлены пласты (4—50 м) родохрозит-родонитовых кварцитов, прослеженные на 200 м с линзовидными залежами родонита (мощность 5 м, длина до 100 м), практическое значение которых не выяснено.



**Титан.** Разведанные и рентабельные месторождения малочисленны и обычно комплексные — ванадий-железо-титановые и др. Наиболее значимыми в регионе являются 4 титаноносных рудных района: Бирюсинский, Чинейский, Каларский и Баладекский.

Бирюсинский район характеризует Малотагульское месторождение, расположенное в 100 км к югу от г. Тайшет. Оно сосредоточено в эклогитизированном массиве ортосланцев нижнего архея и является комплексным фосфор-ванадий-титан-железорудным. Рудные тела (пласты и линзы) согласные с полосчатостью вмещающих пород. Их мощность 4—130 м. Руды вкрапленные, иногда бороносные, сидеронитовые и сливные жильные (до 15 м), составляющие 5 % от руд месторождения. Рудные минералы: магнетит, ильменит, ферроильменит, титаномагнетит. Жильные руды титаномагнетит-ильменитовые с никелистым магнетитом. Руды делятся на низкотитановые и высокотитановые ( $\text{TiO}_2 = 15\text{—}24\%$ ). Запасы руды по месторождению 969 млн т со средними содержаниями (%):  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 23\text{—}27$ ,  $\text{TiO}_2 = 5,26$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,181$ .

Чинейский район находится рядом с Удоканским меднорудным месторождением. Месторождения Чинейской группы приурочены к средней железотитанистой части (700 м) расслоенного плутона нижнего протерозоя. Обнаружено до 18 рудных тел, прослеженных на 15 км. Руды вкрапленные, густовкрапленные, гнездово-сегрегационные и жильные в телах мощностью 5—100 м. Рудные минералы: титаномагнетит, реже ильменит, халькопирит, пирит, пирротин, галенит, пентландит, миллерит и ЭПГ. Содержание полезных компонентов на примере Вершиноингамакитского месторождения, вмещающего 8 рудных тел мощностью 8—22 м, составляет (%):  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 16\text{—}61$  (ср. 25,57),  $\text{TiO}_2 = 2,26\text{—}13,7$  (ср. 4,9),  $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,08\text{—}1,3$  (ср. 0,34),  $\text{Cu} = 0,01\text{—}0,4$  (ср. 0,064),  $\text{Co} = 0,008\text{—}0,04$  (ср. 0,017). ЭПГ составляют (г/т):  $\text{Pt} = 0,014\text{—}0,045$ ,  $\text{Pd} = 0,013\text{—}0,016$ . Общие запасы при средних содержаниях  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 36,36\%$  составляют 1965,9 млн т. Особняком стоит месторождение Светлана в апикальной части нижнепротерозойских гранитов. В зоне длиной 2300 м ильменит-магнетитовые руды переслаиваются с габбро-норитами и метапесчаниками и являются густовкрапленниковыми и массивными. По месторождению ресурсы составляют:  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 78$ ,  $\text{TiO}_2 = 13,7$  млн т,  $\text{V}_2\text{O}_5 = 363$  тыс. т.

Сеймское месторождение Каларского района находится в 18 км от железной дороги и приурочено к нижней части анортозитового плутона верхнего архея. На площади 2 км<sup>2</sup> выявлены две крутопадающие рудоносные зоны, прослеженные до глубины 500 м. Руды месторождения смешанные, трех типов: апатит-магнетит-ильменитовые, ильменомагнетит-ильменитовые и ильменит-магнетитовые. Восточная зона представлена залежью (220 м) длиной до 1450 м с вкрапленными рудами 67 % ( $\text{TiO}_2 = 5\text{—}8\%$ ), массивными и вкрапленно-гнездовыми рудами 21 % ( $\text{TiO}_2 = 8\text{—}21\%$ ) и убоговкрапленными рудами 12 % ( $\text{TiO}_2 = 5\%$ ). Среднее содержание по залежи (%):  $\text{TiO}_2 = 8,45$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 17,98$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,10$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 1,46$ . Запасы (млн т):  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 80,38$ ,  $\text{TiO}_2 = 37,78$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,447$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 6,53$ . Западная зона представлена залежью длиной 550 м с вкрапленными (65 %), массивными вкрапленно-гнездовыми (15 %) и убоговкрапленными (20 %) рудами. Средние содержания (%):  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 17,73$ ,  $\text{TiO}_2 = 8,32$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,1$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 1,03$ . Запасы составляют (млн т):  $\text{Fe}_{\text{общ}} = 13,62$ ,  $\text{TiO}_2 = 6,34$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,077$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,79$ .

Давакитское месторождение является одним из трех в Баладекском районе и приурочено к нижней пачке анортозитового плутона верхнего архея. Здесь в зоне длиной 9000 м (ширина выхода до 1800 м) выявлено 11 апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудных тел и 6 титаномагнетит-ильменитовых. Руды вкрап-

ленные, густовкрапленные и массивные. При общих ресурсах в 198,7 млн г  $\text{TiO}_2$  на долю богатых руд ( $\text{TiO}_2 = 15,5\%$ ) приходится 8,95 млн т.

**Цветные металлы. Медь.** Важными месторождениями меди являются стратиформные нижнепротерозойские в медистых песчаниках и сланцах. Они размещаются на Кодарском и Удоканском хребтах, через которые проходит железная дорога, в двух смежных меднорудных районах Кодаро-Удоканском и Угусском.

В Кодаро-Удоканском районе имеется несколько месторождений, контролируемых тремя свитами удоканской серии — четкандинской, александровской и сакуканской. В последней располагается Удоканское месторождение, занимающее площадь 30 км<sup>2</sup>. Меденосный горизонт залегает в верхней части свиты на крыле брахиформной опрокинутой синклинали. Мощность горизонта возрастает с юга (70—280 м) на север (200—550 м). В рудном горизонте преобладают плагиоклаз-кварцевые песчаники с включениями сульфидов и магнетита (до 5 %). Главные первичные рудные минералы халькозин, борнит, магнетит, халькопирит, пирит, ильменит, серебро самородное, аргентит, золото, блеклые руды. Горизонт состоит из четырех рудоносных уровней, прослеженных по падению на 700—2000 м. Первый уровень (48 м) длиной 100 м содержит 20-метровое рудное тело. Второй — вмещает два крупных тела и мелкие залежи (ширина 200—1300 м) длиной 2300—2800 м. Третий уровень содержит компактные тела (50—100 м), прослеженные по простиранию на 2300—4000 м и по падению на 1200—2300 м. Четвертый проявлен тремя локальными залежами с мощностями рудного тела от 80—100 м до 3,5—30 м. Преобладают руды борнит-халькозиновые (67,5 %), переходящие на юге в халькопиритовые (6,5 %). Вторичные малахит-бромантитовые руды составляют 26 %. По степени окисления (до глубин 50—500 м) выделяются три технологических сорта руд: сульфидные, смешанные и окисленные (70 % окислов меди). Бортное содержание меди составляет 0,6 %, среднее содержание серебра в рудах 10—11,5 г/т, иногда до 64,3 г/т. Среднее содержание золота в медном концентрате — 0,32 г/т. Разведанные запасы меди составляют 198 млн т.

В Угусском районе медистые песчаники приурочены к нескольким стратиграфическим уровням, из которых наиболее продуктивными являются уровни правдинской свиты и кебектинской серии, залегающих горизонтально и круто вздернутых у краевого разлома. На месторождении Усу (площадь 6 км<sup>2</sup>) в правдинской свите выявлен горизонт (13,8 м), прослеженный на 6500 м, рудные минералы которого представлены халькопиритом, борнитом, халькозином, блеклыми рудами, ковеллином, галенитом, сфалеритом, псиломеланом, шеелитом, флюоритом и др. Средние содержания составляют: Cu — 0,88 %, Ag — 34,4, Au — 0,1 г/т, S — 0,4, Pb — 0,04, Zn — 0,25 %. Запасы и ресурсы месторождения составляют: по меди — 1 млн т, по серебру — 3496 т, по золоту — 9 т.

**Медь, никель, кобальт и ЭПГ.** Такой тип комплексных месторождений характерен для Канского, Бирюсинского, Олондинского, Джелтулакского, Чинейского, Лантарского и Геранского районов.

Канский район расположен в предгорьях Восточного Саяна в 70—100 км к юго-востоку от железной дороги. Здесь выявлено Кингашское месторождение, которое приурочено к верхнеархейской метакоматит-гнейсовой толще, вмещающей измененные тела метаволнист-габбрового состава. Рудные залежи (5—268 м) прослежены на 1500 м и представлены сульфидными рудами рассеянно- и густовкрапленными сидеронитовыми и сливными, наиболее богатые руды контролируются ультраосновными породами. Вблизи разломов встречаются брекчиевые и прожилково-вкрапленные руды. Рудные минералы: магнетит, хромит, пентландит, пирротин, валлерит, а также халькопирит, кубанит, ильменит, сфалерит, самород-

ная медь, электрум и др. Средние содержания составляют: Ni = 0,41, Cu = 0,18, Co = 0,017 %, Pt = 80, Pd = 60 мг/т. Прогнозные ресурсы: Ni — 1,2, Cu — 1,5 млн т, Co — 48 тыс. т, ЭПГ — 41 т, S — 2 млн т. На месторождении имеется кора выветривания, содержащая силикатно-никелевые руды.

Олондинский район располагается на хр. Удокан и пересекается в южной части железной дорогой. Контролируется верхнеархейской метакоматиит-гнейсовой голшей, насыщенной плутонами. Одноименное слабопоискованное месторождение охватывает зону контакта метакоматиитов и ортоамфиболитов и прослежено на 25 км. Мощность рудных залежей 5—30, отдельных рудных пачек 5—10, а рудных тел не более 2 м. Содержание Cu = 0,01—1,0, Ni — 0,01—0,6 %.

В одном из складчатых плутонов обнаружено месторождение Сквозное (длина 8000, ширина 500—2000 м). Выявленное оруденение представлено зонами (3—5 м) магнетит-пирротин-халькопиритовых вкрапленных руд с кварц-халькозиновыми жилами. Средние содержания (%): Cu — 0,5, Ni — 0,4. На Мекю-Салинском участке обнаружены сульфидизированные тела ортоамфиболитов (10 м) длиной до 25 м с повышенным содержанием никеля (до 1,0 %). По трехкилометровому сегменту месторождения на мощность 2 м прогнозируется 25 млн т руды со средними содержаниями (%): Cu — 0,86, Ni — 0,25.

Чинейское месторождение Удоканского района приурочено к придонной пачке одноименного расслоенного плутона, перекрывающей деформированные отложения нижнего протерозоя. На четырех участках установлено семь залежей (10—45 м) прожилково-вкрапленных, реже прожилковых руд, пять из них содержат (до 85 %) промышленное оруденение. Обычно это пирротин-халькопиритовые руды со средним содержанием меди 0,75 %. У северо-западного контакта рудные тела на интервале 400 м сложены халькопирит-пирит-пирротиновыми рудами ( $Cu_{ср}$  = 0,6—1,5 %, Co = 0,01—0,05 %). В прожилковых халькопирит-борнитовых рудах содержание полезных компонентов: Cu — до 10, Ni — 0,66—1,15, Co — до 0,1 %. Из хвостов медной флотации получается титаномagnetитовый концентрат ( $Fe_{общ}$  = 60—70,  $TiO_2$  = 1—10,  $V_2O_5$  0,4—2,6 %). В целом по месторождению разведанные и прогнозные ресурсы составляют 14 231 млн т руды со средними содержаниями Co = 0,011 %, Pt = 0,18, Pd = 0,46 г/т, Au = 0,06 %, Ag = 2,84 г/т. Запасы меди составляют 4,1 млн т.

Лукинцинское месторождение Джелтулакского района располагается в 50 км к западу от ст. Бельнякая на отрогах хр. Чернышева. Приурочено к одноименному расслоенному плутону условно нижнепротерозойского возраста. В придонной части плутона установлены три горизонта, состоящие из бедных хромитоносных дунитов (0,5—2,0 м) с прослоями хромитовых дунитов (до 1 м) и линзами хромитов (2—3 см), которые сопровождаются сульфидной минерализацией. Средние содержания:  $Cr_2O_3$  — 28,11 %, ЭПГ = 0,47—1,17 г/т. В нижней троктолит-габбровой пачке этого плутона прослежена рудоносная залежь (10 м) длиной 160 м. В зоне разломов обнаружены рудоносные габбро-пегматиты с гнездовом-вкрапленным оруденением, а на участке «Сульфидном» — зона наложенной сульфидизации с богатыми рудами в раздувах до 2 м. Рудные минералы — пирротин, пентландит, халькопирит, валлерит, кубанит. Средние содержания составляют: в сульфидных зонах: Ni — 0,4 (до 3 %), Cu — 0,15, Co — 0,015 %; в габбро-пегматитах Ni = 0,1, Cu = 0,3, Co = 0,01, Cr до 1,2 %; в зоне наложенной сульфидизации Ni = 0,3, Cu = 0,15, Co = 0,015 %, Pt = до 3 г/т. В средней троктолитовой пачке плутона выявлены платиноносные слои с содержанием платины от 0,2 до 38 г/т. Прогнозные запасы составляют: Ni — 250 тыс. т,  $Cr_2O_3$  — 17 млн т, ЭПГ — 100 т.

Лантарский район расположен на приморском склоне хр. Джугджур и контролируется индоконтактом одноименного анортозитового плутона верхнеархейского возраста, где выявлена зона сульфидного оруднения (длина 23 км). На месторождении Пирротиновом установлены согласные тела и линзы массивных руд, разделенных вкрапленными рудами в пачках до 25 м. Руды пирит-пиррогиновые с халькопиритом, пентландитом, виоларитом. Содержат Cu — 0,36—3,0, Ni до 0,95, Co до 0,24 %, Pt = 0,15—2,1, Pd — 0,23—2,8, Ro до 0,85, Ir до 0,48 (при среднем для всех ЭПГ — 2,2 и максимальном — 3,68—4,35 г/т). Средние содержания по рудному телу мощностью 25 м составляют (%): Ni — 0,3, Cu — 0,94, Co — 0,07; прогнозные запасы: Cu — 198,7, Ni — 110,4, Co — 38,6 тыс. т, ЭПГ — 55,2 т.

Ближние по составу руды установлены на месторождениях Кендеке и Богидэ.

**Медь, кобальт, железо.** В комплексном медно-кобальт-железородном месторождении Сивагли Южно-Алданского района, находящемся на железной дороге, в высококачественных маргит-магнетитовых сульфидизированных рудах установлено среднее содержание меди в 0,83 % (общие запасы 71 тыс. т). Содержание кобальта в диопсид-магнетитовых рудах 0,01—0,017 % с общими запасами руды 172,6 млн т (при  $Fe_{\text{общ}} = 21,89—31,64$  %).

**Молибден.** Месторождения молибдена в фундаменте не выявлены. Опроискованы два проявления. Хадаткандинское на хр. Кодар представлено гнездововкрапленной рудоносной зоной мощностью до 20 м, длиной 1200 м среди грейзенизированных гранитов, прорывающих нижнепротерозойские отложения. Рудные тела имеют мощность 2,5 м, длину — десятки метров. Рудные минералы: молибденит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит и др. Содержание молибдена 0,3 % (до 1 %). Прогнозируется 6,5 тыс. т. Месторождение Булгуияхтакское в Амедицинском районе Алданского плоскогорья приурочено к магнезиальным скарнам и скаполит-диопсидовым метасоматитам, прерванным жилами гранитов. Мощность залежей — первые метры, длина 100 м. Вкрапленные руды содержат молибденит, пирит, пирротин, в них 0,33 % Mo (до 0,61 %). Прогнозные ресурсы металла оцениваются в 4,5 тыс. т.

**Редкие металлы и редкоземельные элементы. Бериллий.** Самостоятельные месторождения бериллия выявлены только в Улканском районе в 200 км к северу от пос. Чумикан, где контролируются нижнепротерозойской вулcano-плутонической структурой. Два месторождения Бугундья и Ныгваган относятся к метасоматитам берtrandит-фенакит-флюоритового типа в щелочных гранитах и приразломных зонах с содержаниями  $BeO_{\text{ср}} = 0,17—2,0$  %, присутствуют также пироксенол, колумбит, ксенотим, циркон и окислы железа. Одно месторождение (Гельвиновое) связано с полевошпатовыми метасоматитами среди слабоальбитизированных гранитов. Метасоматиты сопровождаются жильными телами кварц-магнетит-сульфидными и кварц-альбитовыми, содержащими гентгельвин и доналит со средним содержанием  $BeO = 1,39$  %.

**Ниобий, тантал, бериллий, цирконий, редкие земли.** Подобная ассоциация элементов связана с метасоматитами Катугинского месторождения высококомплексных нижнепротерозойских руд, располагающихся на южных отрогах Каларского хребта в 90 км юго-восточнее ст. Чара, и находится в разведке. Оно контролируется зонами кьяльмитов внутри и за пределами щелочно-гранитового плутона. Разведанными являются два участка и россыпь около них. На каждом участке совмещены руды двух гипов: тантал-ниобиевые и редкоземельно-бериллиевые. Участок Центральный площадью 10 км<sup>2</sup> содержит рудные тела в зонах разломов и метасоматоза среди архейских и нижнепротерозойских образований. Тантал-нио-

биевые руды вкрапленные в пластообразных зонах метасоматоза (мощность тел от 0,6—0,8 до 2,5 м, длина до 800 м). Рудные минералы: силикат титана (тантал- и ниобий-содержащий), ксенотим, монацит, циркон, флюорит, молибденит, шеелит, пирит. Отношения Ta/Nb = 1 : 10—1 : 15, содержание Th — до 0,03, Nb — до 0,4, Zr — до 1,3 %.

Редкоземельно-бериллиевые руды, приуроченные к зонам трещиноватости на контакте контрастных пород, слагают тела (1—2 м) длиной до 250 м. Оруденение прожилково-гнездововкрапленное и представлено гадолинитом, оранжитом, иттриортитом, гельвином, цирконом, молибденитом, шеелитом, ортитом, реже монацитом. В рудах преобладают редкие земли иттриевой группы. Участок Восточный содержит три крупных тела тантал-ниобиевых руд у контакта массива щелочных гранитов. Оруденение вкрапленное пироксоловое. Отношение Ta/Nb = 1 : 10—1 : 20. Редкоземельно-бериллиевые руды содержат (%): Be — до 15, Nb — 0,003, Ta — 0,003. Общее содержание редких земель 1,94 %. В окрестностях месторождения установлена промышленная пироксоло-цирконовая россыпь.

**Тантал, литий, цезий, ниобий, бериллий, олово.** Месторождения этих металлов связаны с редкометалльными пегматитами Бирюсинско-Тагульского, Окско-Урикского, Олондинского и Оломоки-Тунгурского районов.

В Бирюсинско-Тагульском районе известно семь месторождений, расположенных в предгорьях Восточного Саяна в 100 км южнее г. Тайшет. Два месторождения (Вишняковское и Отбойное) представлено пегматитами иксиолит-танталит-петалит-микроклин-альбитового (иногда с касситеритом) состава. Среди всех остальных преобладают пегматиты танталит-микроклинового состава. Вишняковское месторождение пегматитов расположено среди метаморфизованных пород нижнего протерозоя, преимущественно основного состава. Жилы разведаны на 300—2100 м по простиранию и 70—1300 м по падению с мощностью до 60 м. Средняя мощность рудных тел колеблется от 2,5—3,5 до 6—8 м. Пегматиты микроклин-альбитовые. Выделяются два типа руд и несколько минеральных видов. Танталовые руды представлены видами микроклин-воджинит-танталитовым (Ta/Nb = 3—4/1, попутный компонент — Be), иксиолит-танталитовым (Ta/Nb = 2—4/1, попутные компоненты Sn, Be), танталитовым (Ta/Nb от 2—3/1—1—2/1). Литий-танталовые руды представлены одним колумбит-танталитовым минеральным видом (Ta/Nb = 2/1, попутные компоненты Be, Sn). По месторождению средние содержания (%): Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,012, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,007.

В Окско-Урикском районе, расположенном на хр. Восточный Саян в 180 км от г. Черемхово, известно Гольцовое месторождение среди осадочно-метаморфизованных образований нижнего протерозоя (30 км). Пегматитовые, преимущественно сподумен-микроклин-альбитовые жильные серии длиной до 1,5 км при мощности десятки метров сопровождаются экзоконтактовыми редкометалльными метасоматитами. Выделяется пять типов руд: тантал-цезий-литиевые, литий-танталовые, литиевые, танталовые и бедные редкометалльные. Средние содержания по разведанным участкам (%): Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,019, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,009, Li<sub>2</sub>O = 0,710, Cs<sub>2</sub>O = 0,145, Sn = 0,055. В этом же районе в Бельском месторождении обнаружено 19 жил (1,5—47 м), привлекаемыми минералами которых являются касситерит и сподумен. Средние содержания составляют (%): Sn = 0,2—5,0, Li<sub>2</sub>O = 0,63; Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,05.

Олондинский район определяется одноименным месторождением вблизи железной дороги БАМ на хр. Удокан, расположенным в метакоматит-гнейсовой толще верхнего архея. Оно представлено семью сближенными жилами пегматитов мощностью 2—5 м (до 80 м в раздувах), протяженностью 75—700 м. Жилы сподумен-

микроклин-альбитовые либо с цезиевым лепидолитом, либо с ганталит-колумбитом, бериллом, фергуссонитом. Жилы содержат (%):  $\text{Cs}_2\text{O}_3$  — 0,06—0,158,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  — 0,012—0,018,  $\text{Li}_2\text{O}$  — 0,48—0,735,  $\text{BeO}$  — 0,02—0,03. Отдельные интервалы жил содержат (%):  $\text{Ta}_2\text{O}_3$  — 0,023,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  — 0,022,  $\text{BeO}$  — 0,444.

Оломокит-Тунгурчинский район располагается в крупной зоне разломов в 25—100 км севернее железной дороги БАМ. Здесь известны два месторождения редкометалльных пегматитов позднего архея. Оломокитское месторождение представлено жилами мощностью 1—22,5, длиной 100—1500 м. Пегматиты сподумен-альбитовые, содержание в них (%):  $\text{Li}$  — 0,85,  $\text{Ta}$  — 0,03—0,01,  $\text{Nb}$  — 0,05 — 0,014,  $\text{Cs}$  — 0,0015—0,0005,  $\text{Be}$  — 0,04—0,25,  $\text{Rb}$  — 0,022—0,058.

Тунгурчинское месторождение представлено полем площадью около 5 км<sup>2</sup> из 50 согласных и секущих жил в отложениях верхнего архея. Мощность жил 0,5—10, протяженность 50—750 м. Пегматиты альбит-микроклиновые, в них содержание (%):  $\text{Nb}$  — 0,05,  $\text{Ta}$  до 0,1,  $\text{Be}$  до 0,05,  $\text{Sn}$  до 0,3,  $\text{Li}$  до 0,01. В северной части района встречаются пегматитовые поля берилл-альбитовых жил.

**Благородные металлы. Золото.** Золотоносные раннедокембрийские образования распространены широко, но не образуют россыпей. Как правило, они выявляются в комплексных месторождениях. В черносланцевой нижнепротерозойской толще располагается месторождение Чертово Корыто (180 км к северу от г. Бодайбо). Оруденение представлено прожилково-вкрапленными и жильными зонами (20—30 м) длиной до 1000 м. В рудах установлены три генерации кварца, золото в количестве 1,0—20,4 г/т, арсенопирит в количестве 180—4490 г/т, реже галенит, халькопирит, пирит, сфалерит, ильменит. Прогнозные запасы золота — 163,8 т. Благоприятные условия для поисков руд такого типа предполагаются в пределах развития протерозойд на Алдано-Становом щите, в Ченчинско-Холболахском, Икабийском и Джелтулакском районах.

В магнетитовых кварцитах верхнего архея золото установлено в месторождениях железа Чаро-Токкинского и других районов вдоль железной дороги. На Ималыкском месторождении пласт магнетитовых кварцитов мощностью 1 м содержит  $\text{Au} = 10$  г/т. На Тарынахском месторождении в отдельных пластах кварцитов содержится до 3,5 г/т самородного золота и 8,9 г/т пылеватого золота, а в сопутствующих кварцевых жилах  $\text{Au} = 0,3$  г/т. На Кебектинском месторождении эпизодически и несистематически фиксировались содержания  $\text{Au} = 0,2$ —0,4 г/т.

Кроме того, в Хани-Эвонокитском районе известны магнетитовые кварциты с содержанием  $\text{Au} = 0,1$ —1,9 г/т, а в сопутствующих ортосланцах отмечается содержание  $\text{Au} = 2,4$ —10,87,  $\text{Ag} = 3,1$ —7,5 г/т. В Муруин-Олондинском районе в пункте Кокорин магнетитовые кварциты содержат  $\text{Au} = 2,6$  г/т, а сопутствующие амфиболиты до 20,7 г/т. На пункте Муруин в фосфорно-железистых рудах одноименного месторождения (запасы руды 1319 млн т) содержится:  $\text{Au} = 2$ ,  $\text{ЭПГ} = 1$  г/т. В пункте Олондо установлено тело сульфидоносных метапироксенитов с содержанием  $\text{Au} = 9$  г/т. Другими перспективными районами являются Канский, Монкрессовский, Онотский и Гаргазойский на Гутарском выступе, Амедичинский, Тарын-Темулякитский и Джелтулакский на Алдано-Становом щите. В Аkitканском районе имеются предпосылки для обнаружения золото-урановых месторождений.

**Неметаллические полезные ископаемые. Кварц оптический и горный хрусталь.** Большинство месторождений, образующих несколько районов, находится на Алданском плоскогорье, где нижнепротерозойское сырье содержится в хрусталеносных полостях (иногда с морионом, воробьевитом, часто в друзах), автономных к структурам вмещающих жил, жильных зон и штокверков мономинерального кварца

среди кварцит-силлиманит-гнейсовой архейской толщи. На выявленных месторождениях ведется разработка кварц-оптического и декоративного горного хрусталя. Из них Колыньское является наиболее представительным, где в жильном поле среди кварцитов прослежено 20 жильных зон, из которых четыре являются промышленными. Длина зон до 100 м, ширина — десятки метров, мощность отдельных жил колеблется от 0,1 м до 6,0 м при наиболее частой встречаемости жил мощностью 0,8—1,0 м. Хрусталеносные полости приурочены к раздувам жил (до  $1,0 \times 3,4$  м) и содержат кристаллы высотой до 25 см.

**Барит.** В промышленных масштабах он входит в состав комплексных редкоземельно-барит-гематитовых руд месторождения Гематитового в Южно-Алданском железорудном районе. Местонахождение барита приурочено к штокверку в центральной части железорудного тела. Барит содержится в прожилках и барит-кварц-гематитовой рудной брекчии ( $Ba = 0,3—14,2\%$ ). Содержание  $Ba_{cp} = 2,66$ , запасы 1263 тыс. т.

**Бор.** Установлен в железорудном месторождении Таежное (Южно-Алданский железорудный район), где входит в состав четырех минеральных типов комплексных руд нижней рудной пачки. Это руды людвигит-магнетитовые ашаритизированные, ашарит-магнетитовые, флюоборит-магнетитовые и флюоцеритовые.

**Апатит.** Как попутный компонент присутствует в рудах железо-титановых месторождений и помимо этого образует в фундаменте платформы многочисленные самостоятельные неразведанные месторождения. Месторождения фтор-апатита находятся в трех районах: Селигдарском, Хани-Эвонокитском и Джугджурском.

В Селигдарском районе около г. Алдан расположено одноименное месторождение. Оно представляет собой нижнепротерозойское трубчатое тело в архейском метаморфическом комплексе размерами  $1,96 \times 1,02$  км и глубиной 1600 м. Разнообразные апатитовые руды, выполняющие это тело, содержат реликты сильно измененных ультраосновных-основных пород и характеризуются многостадийным формированием. Расположенные вокруг этого месторождения многочисленные рудные поля являются жильными и жильно-метасоматическими. Выделяются три типа руд: апатит-силикатные-вкрапленные, апатит-доломитовые, либо с мартитом, либо с сульфатами, составляющие 70 % от всех запасов, и жильные апатит-кальцитовые, приуроченные к периферии рудных тел. Сопутствующими минералами апатит-карбонатных руд являются мартит, гематит, ангидрит, магнетит, салит, флогопит, форстерит, диопсид, сфен и др. Апатит ( $Th/U = 17—19$ ) является высокостронциевым с повышенным содержанием редких земель, особенно иттриевой группы.  $P_2O_5_{ср} = 3,3\%$ , запасы составляют 108 тыс. т. Отмечаются повышенные содержания в рудной зоне редких земель, бария, ЭПГ и урана.

Укдускинское месторождение является главным в Хани-Эвонокитском районе и представлено метаморфизованным плутоном субщелочной пироксенит-габбровой формации верхнего архея, телескопированной раннепротерозойскими метасоматитами. Рудная зона представлена залежью жильно-стратиформного типа в пологой синклинали (мощность 100—120 м). В ней и сосредоточены различные апатит-силикатные породы: биотит-пироксеновые, пироксеновые и амфиболовые, среди них залегают прожилковые и агрегатно-гнездовые гигантозернистые богатые руды ( $P_2O_5 = 10—15\%$ ). Фтор-апатит высокостронциевый с повышенным содержанием иттрия. Площадь выхода апатитоносных образований  $1,2 \text{ км}^2$ ,  $P_2O_5_{ср} = 4\%$ , запасы составляют 27,81 млн т. Запасы сопутствующих элементов — лантана, стронция, бария — не подсчитывались.

Для Джугджурского района представительным является Маймаканское месторождение, приуроченное к анортозитовому плутону. В его западной зоне среди оли-



виновых габброноритов преобладают вкрапленные апатит-ильменит-титаномagnetитовые руды. В центральной зоне при переходе от габброноритов к анортозитам появляются шлировые вкрапленные и сплошные руды. Выявлено 22 таких тела. Среди них присутствуют как богатые апатитом тела (до 30 %  $P_2O_5$ ) мощностью до 15 м, так и богатые ильменит-титаномagnetитом. Фтор-apatит чистый с низким отношением  $Th/U = 1$ . На месторождении подсчитаны запасы  $P_2O_5$  в количестве 35 млн т.

**Силлиманит.** Достаточно детально разведано одно Китайское месторождение на хр. Восточный Саян синметаморфического силлиманита, приуроченное к мрамор-силлиманит-сланцевой толще (до 300 м) верхнеархейского возраста, прослеженной на 10 км. Общая мощность пластов силлиманитовых сланцев 105—125 м, они содержат высококачественные низкожелезистые руды с содержанием  $Al_2O_3 = 22—39\%$ .

**Магнезит, тальк.** Оротское месторождение с этими минералами является единственным в регионе и приурочено к амфиболит-карбонатной толще верхнего архея. Оно эксплуатируется и представлено высококачественным магнезитом ( $MgO$  до 46,4 %) и тальком (до 95 % талька). Залежи эпиметаморфического многостадийного магнезита мощностью 35—150 м (обычно 35—65 м) прослежены на 10 км и содержат повышенное количество марганца (до 0,84 %). Талькиты встречаются как в приконтактных биметасоматических залежах, так и в жилах мощностью 0,5—40 м при длине до 265 м.

**Корунд.** В Чайнытском районе к западу от ст. Зологинка выявлено одноименное месторождение, представленное рудными телами, залегающими в плагиоэктогит-гиперстенсланцевой толще. На площади 30 км<sup>2</sup> прослежено 11 тел (2—25 м) длиной 10—200 м, в которых корунд образует вкрапленность, гнезда и мономинеральные скопления (мощность 2, длина 10—30 м). В составе руд присутствуют мусковит, хлорит, маргарит, турмалин, кианит, рутил, пирит, халькопирит.

**Слюды.** Раннедокембрийские мусковитовые пегматиты образуют во всех выходах фундамента несколько полей, на некоторых из них лучшее сырье извлечено. Наибольшими являются два поля: Бирюсинское на хр. Восточный Саян и Темулякитское на Олекминском плоскогорье. На этих полях опробовано несколько кустов жил со слюдой хорошего качества и удовлетворительного содержания (более 35 кг/м<sup>3</sup>).

Многочисленные месторождения флогопита, частично отработанные, имеются в Алданском районе, где связаны с нижнепротерозойскими метасоматитами в мрамор-амфиболсланцевой толще верхнего архея. Представительным является Эмельджакское месторождение, которое образует единую зону флогопит-диопсидовых пород мощностью до 100, длиной 800 м. Внутри зоны содержатся жилы и гнезда флогопитового, реже кальцит-флогопитового состава. Содержание флогопита в них достигает 250 кг/м<sup>3</sup>, а во флогопит-диопсидовых породах 50 кг/м<sup>3</sup>. До эксплуатации запасы забойного сырья составляли 67,7 тыс. т.

**Графит.** Месторождения графита многочисленны и разнообразны по генетическим и технологическим свойствам. Из них в благоприятных геолого-экономических условиях находится месторождение Левонимгерканское при пересечении автомобильной и железной дорог вблизи ст. Таежная. Месторождение приурочено к графит-гиперстенгнейсовой толще нижнего архея, где рудные тела представлены массивными графит-кварцевыми и графит-полевошпат-кварцевыми породами (графита — 10—15, иногда до 50 %). На площади 6 км<sup>2</sup> с рудными телами мощностью 1—20 м и длиной до 600 м прогнозируются запасы в 11,8 млн т графита со средним содержанием 5,44 %.



## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЧЕХЛА ПЛАТФОРМЫ

Минерально-сырьевые ресурсы чехла Сибирской платформы определяются уникальными месторождениями сульфидных медно-никелевых руд с кобальтом, МПГ, золотом, серебром, селеном, теллуром и др.; проявлениями МПГ, приуроченными к верхним пегматоидам интрузивов норильского типа; техногенными месторождениями МПГ в Норильском районе, россыпными месторождениями МПГ (и золота), в том числе иридиево-осмиевыми (Гулинское), иридисто-платиновыми (Кондерское); крупными и уникальными месторождениями алмаза кимберлитового (Мир, Айхал и др.), импактного (Ударное, Скальное) и россыпного типа (Эбелях и др.); месторождениями магнетитовых железных руд в Ангарской провинции; исландского шпата в центральной части платформы; угленосными бассейнами (Тунгусский, Канско-Ачинский, Ленский и др.); горючими сланцами; крупными месторождениями графита (Курейское и Ногинское); комплексными месторождениями магнетит-апатитовых руд, флогопита, редких металлов, редких земель, алюминия (в нефелине) и хризолита; месторождениями стратиформных руд меди (Гравийское, Сухаринское, Арылахское), калийных солей, каменной соли, крупными нефтегазоносными бассейнами. Кроме того, известны месторождения бокситов (Центральное, Иджибек, Пуня и др.), фосфоритов (Гурьевское и др.), целестина — в Илимпейском районе; россыпи ильменита (Тулунское, Куйтунское и др.), проявления свинцово-цинковых руд, а также урана, цеолита, бора, ниобия, циркония и др.

## ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Нефть и газ.** Крупнейшей единицей нефтегазогеологического районирования является нефтегазоносный бассейн (мегабассейн). Это понятие отвечает наиболее высокому (региональному) иерархическому уровню онтогенеза углеводородов и их скоплений (рис. 45). В пределах Сибирской платформы выделяется Восточно-Сибирский (или Лено-Тунгусский) домезозойский мегабассейн, в состав которого входят отложения от позднего рифея до вулканогенного триаса включительно. На северный и восточный края мегабассейна наложен позднепалеозойско-мезозойский Хатангско-Вилуйский бассейн, сложенный образованиями от перми до мела.

**Источники углеводородов (УВ).** С позиций осадочно-миграционной теории генезиса нефти и газа естественным телом, где протекали процессы нефтегазогенерации, является нефтегазоматеринский горизонт (НГМГ). В иерархическом отношении НГМГ отвечает формационному уровню организации вещества, а в систематическом представляет собой формации определенных видов [Баженова, 1992]. На формационном уровне происходит дивергенция формаций на нефтегазоматеринские и нефтегазосодержащие (потенциально нефтегазосодержащие) и осуществляется трансформация рожденной на породном уровне микронепти в макро-нефть, т. е. собственно нефть (рис. 45). Совокупный нефтегазоматеринский потенциал ( $\Pi_{\text{НГ-ГМ}}$ ) очага нефтегазообразования (ОНГО) и/или бассейна в целом следует оценивать не по валу ОВ, а по его количеству, содержащемуся в НГМГ. Породы НГМ-формации по концентрации «носителя» органического вещества (ОВ) некарбонатного углерода ( $C_{\text{нк}}$ ) подразделяются на доманикоидные и субдоманикоидные — при сапропелевом или существенно сапропелевом типе ОВ — при разделительном значении концентрации  $C_{\text{нк}}$  в 0,5 %. Нижней концентрационной границей является значение 0,1 % для карбонатных пород и 0,2 % для глинистых



Рис. 45. Иерархический принцип онтогенеза углеводородов и их скопления (по Т. К. Баженовой, 1992).

[Органическая..., 1981]. Именно с этого барьера начинается отдача битумоидов породой, а сами породы и формации приобретают темноцветный облик как отличительный признак НГМГ' [Баженова, 1992].

В домезозойском чехле Сибирской платформы НГМГ зафиксирован во всех системах морского палеозоя — от кембрия до девона включительно, а также в венде и рифее. Он закономерно располагается на кривой седиментации, отражающей циклически направленный характер развития СП. На кривой гомогенного цикла в диапазоне V—C<sub>1</sub> [Баженова и др., 1983] положение НГМГ отвечает трансгрессивным и регрессивным стадиям, тогда как формации, характеризующие инундационные и эмерсивные стадии, почти «стерильны» в отношении ОВ. Важнейшие НГМГ связаны с главным циклом развития в 180 млн лет (C<sub>1</sub>—D<sub>1</sub>) — особенно с кембрием, а также с вендом, образующим предшествующий главному циклу базальный полуцикл, или цикл второго порядка в 90 млн лет [Баженова, 1992] (рис. 46). По биоценотической принадлежности ОВ регрессивных НГМГ почти альгопланктонное (цианен, акритархи), тогда как в трансгрессивных НГМГ присутствует та или иная доля альгобентоса (*Phaeophyta*), а с палеозоя — зоопланктон и зообентос, что в целом снижает изначальный П<sub>ИМ</sub> вследствие более низкой липидности ОВ. В рифее, характеризующем авлакогенный этап развития

домезозойского мегабассейна, положение НГМГ на кривой седиментации аналогично, только циклы третьего порядка выделяются не всегда четко, более ясны сдвоенные циклы в 90 млн лет. В остальном закономерности распределения ОВ по разрезу те же, что и для V—Pz, лишь за отсутствием зоосоставляющей. Суммарная мощность НГМГ V<sub>1</sub>—D<sub>3</sub>, осредненная для региона в целом, составляет около 2 км, суммарный объем — 2 млн км<sup>3</sup>. Для отложений венда—кембрия характерна высокая степень зрелости ОВ. Градации катагенеза, соответствующие «нефтяному окну» (МК<sub>1</sub>—МК<sub>2</sub>), для венда и базального кембрия имеют место только в пределах антеклиз Непско-Ботуобинской, Байкитской и Анабарско-Оленекской. В центральных частях синеклиз ОВ не только венда и базального кембрия (C<sub>dn</sub>), но и аналогов куонамской свиты C<sub>1-2</sub> достигло апокатагенеза.

Расчетное моделирование нефтегазогенерации, проведенное для трех типов ОВ палеозоя—допалеозоя, показало импульсивность и стадийность этого процесса, последовательность главных фаз нефте- и газообразования, высокие коэффициенты эмиграции УВ; последнее связано с хорошими условиями их дренажа в существовании карбонатных, литологически неоднородных формациях с высокой грециноватостью. Для альгогенных сапропелитов граница главных фаз нефте- и газогенерации проходит в конце градации МК<sub>2</sub><sup>2</sup>, что в условиях сокращенной катагенетической шкалы палеозоя—допалеозоя Сибирской платформы соответствует 3,2 км максимальной палеоглубины погружения. Эта граница предопределяет глубинную границу региональной нефтеносности. В процессе полного цикла катагенеза сапропелевое ОВ альгогенной природы генерировало порядка 35 % жидких и 16 % газообразных УВ; оксисорбосапропелевое ОВ — 23 % жидких и 12 % газообразных УВ; граптолитовое ОВ соответственно 21 и 14 %. На базе картирования концентраций ОВ (его катагенеза) и расчетного моделирования подсчитаны региональные масштабы эмиграции УВ. Региональные масштабы миграции нефти и газа из рифейских НГМГ не подсчитывались. Значительные массы УВ рифея были утрачены во время предвендской инверсии рифейских авлакогенов, а рифейские источники УВ в последующие эпохи продолжали генерирующую деятельность только вне инверсированных авлакогенов [Баженова и др., 1983].

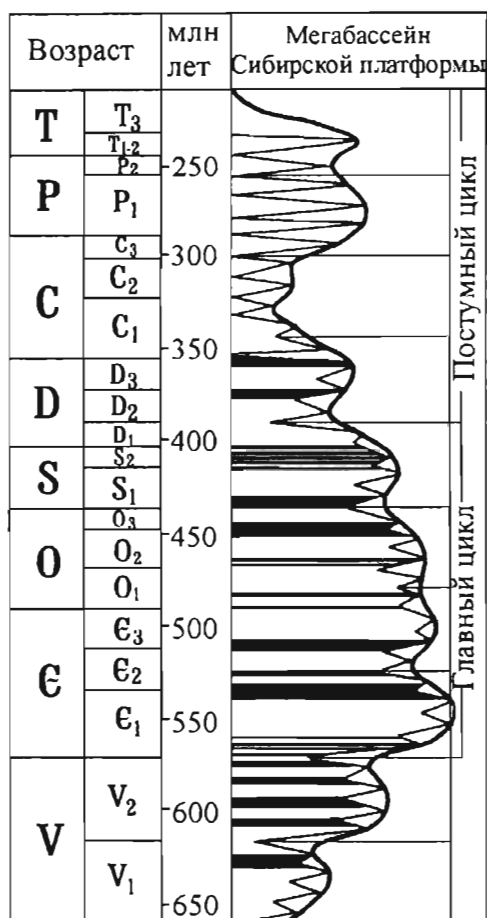
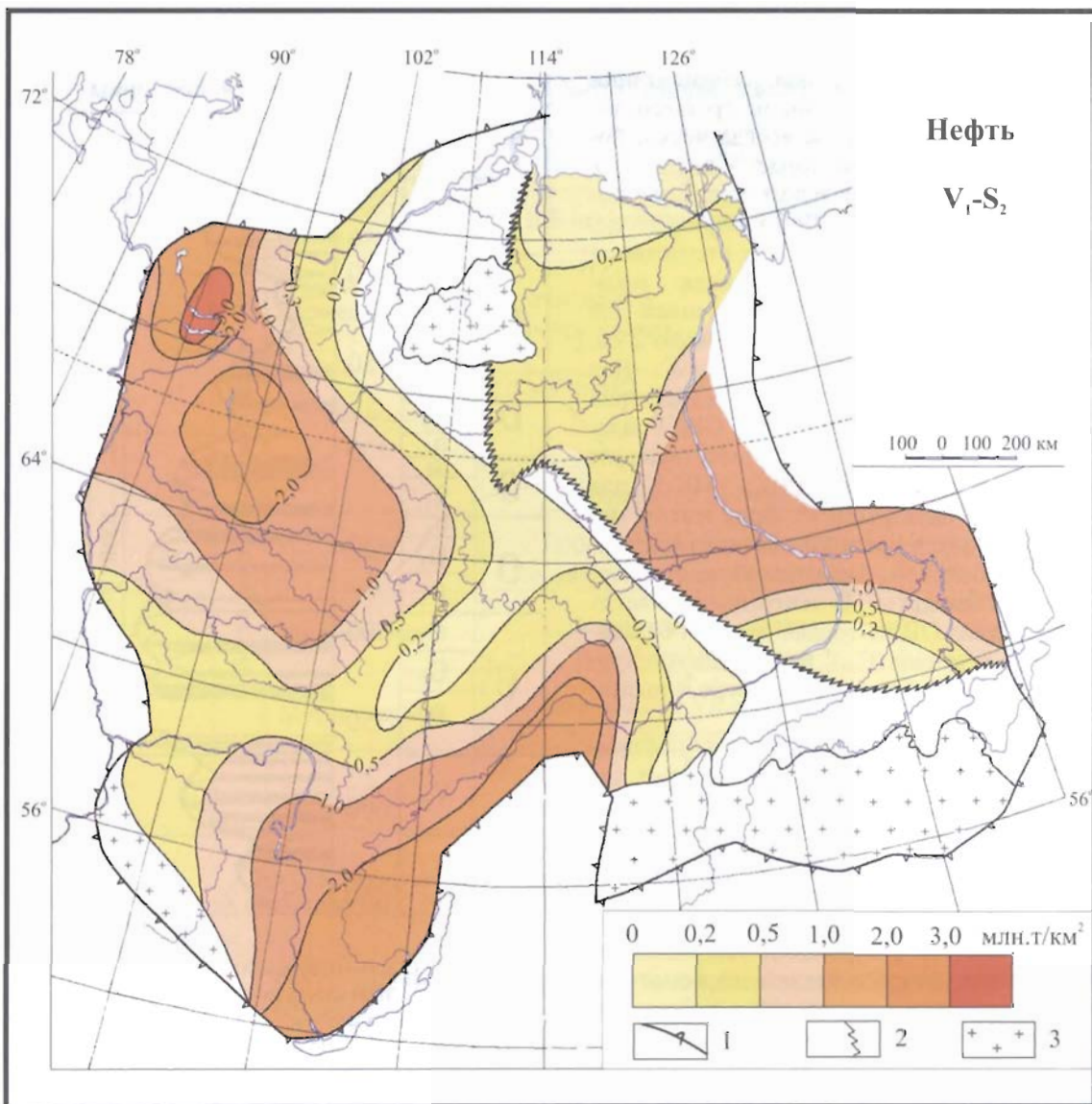


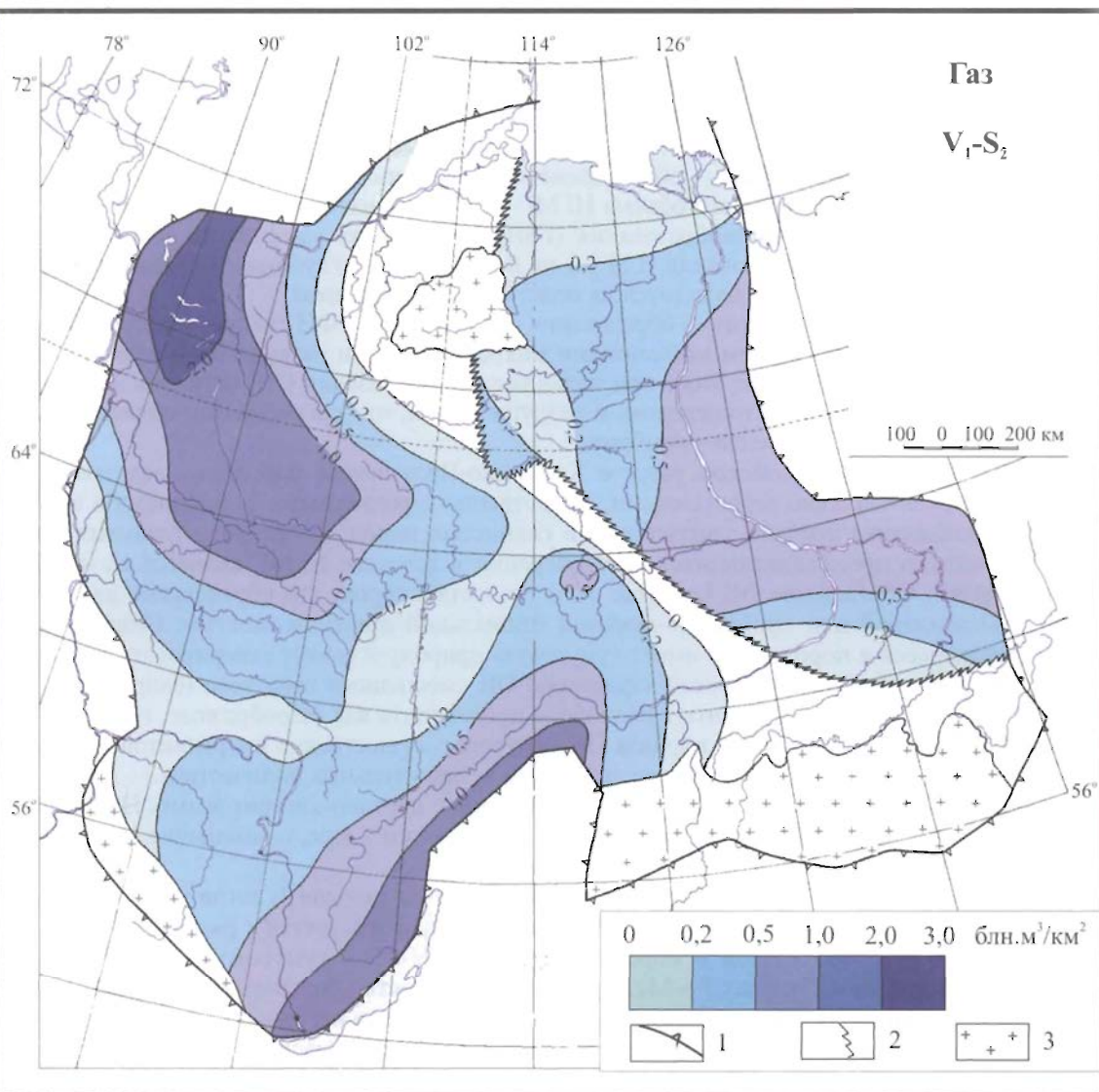
Рис. 46. Седиментационная кривая венда—палеозоя домезозойского мегабассейна Сибирской платформы (сост. Т. К. Баженова).



**Рис. 47. Карта суммарных масштабов генерации жидких углеводородов Сибирской платформы (сост. Т. К. Баженова).**

1 — граница Сибирской платформы; 2 — линия фациального замещения домиконглоидов куонамской формации  $C_{1-2}$ ; 3 — выходы кристаллического фундамента.

На рис. 47 и 48 впервые представлены суммированные масштабы миграции жидких и газообразных УВ НГМГ  $V_1-S_2$ . Диапазон суммированных плотностей миграции (как нефти, так и газа) огромен — от 10 млн  $m^3/km^2$  до 3 млрд  $m^3/km^2$  для газа. Наиболее продуктивные ОНГО связаны с северо-западной частью Сибирской платформы, где сосредоточен почти весь диапазон НГМГ, и ОВ характеризуется высокой зрелостью, с южной Прибайкальско-Суббайкальской ее частью, где высокая продуктивность обязана НГМГ  $V_1$  и  $V_2$ , а также с палеозойским основанием Вилуйской синеклизы, где ОНГО образован одной куонамской свитой  $C_{1-2}$  с высо-



**Рис. 48.** Карта суммарных масштабов генерации газообразных углеводородов Сибирской платформы (сост. Т. К. Баженова).

1 — граница Сибирской платформы; 2 — линия фациального замещения доманикоидов куонамской формации  $S_{1-2}$ ; 3 — выходы кристаллического фундамента.

кой концентрацией ОВ. ОНГО Вилюйской синеклизы в значительной мере работал «вхолостую», с очень малым КПД. КПД северо-западного Норильского ОНГО не высок и результаты его работы неизвестны. Бурение глубокой скважины на Ледянском своде не привело к открытию залежей, но были установлены нефтепроявления в ордовике и силуре Тунгусской синеклизы. Результаты работы Суббайкальского ОНГО известны: нефтегазовые и газоконденсатные залежи Иркутской области и Юго-Западной Якутии.

Высокая продуктивность ОНГО — необходимое, но недостаточное условие высоких перспектив нефтегазоносности региона. Отрицательный момент для ОНГО СП —



большая длительность их работы (100—150 млн лет) и низкие скорости эмиграции. эвакуации УВ из НГМГ в резервуары. Малые темпы нефтеотдачи, обусловленные низкими скоростями погружения и прогрева, приводят к потерям вещества на пути к аккумуляции, что и наблюдается в разрезах СП. Высокая продуктивность ОНГО — особенно венда и кембрия — обусловлена высокой степенью их реализации.

Около 45 % суммарного объема НГМГ  $V_1—D_3$  зафиксировано за нижней границей главной зоны нефтеобразования (ГЗН), т. е. глубже «нефтяного окна» — в главной зоне газообразования (ГЗГ) и на больших палеоглубинах и грациях, а в 17 % объема НГМГ ОВ находится на подстадии апокатагенеза.

Поскольку нефть и газ — образования стадийные, за ГФН следует ГФГ, а газ является не только агентом мобилизации микронепти, но и разрушителем скоплений макронепти. Вследствие этого при подавляющей реализации ОНГО залежи нефти и газа предстают уже истощенными и разрушенными, что согласуется с полифазным характером залежей венда—кембрия.

В пермско-мезозойском разрезе Хатангско-Вилуйского бассейна, представленном исключительно терригенными, существенно сероцветными формациями в виде переслаивания песчано-алевритовых и глинистых пород, выделение отдельных регионально прослеживающихся парагенераций в качестве НГМГ является сложной задачей. Обогащение ОВ присуще всем разностям пород, что обусловлено их континентальной или прибрежно-морской фациальной принадлежностью. Однако содержащееся в породах ОВ имеет гумусовую природу и может генерировать только газ. Для глинистых разностей характерно ОВ смешанного характера (сапропелитогумиго, гумито-сапропелиты), способное производить как газообразные, так и жидкие УВ; в обломочных же породах ОВ гумусовое, существенно инертинитовое (особенно в песчаниках), рождающее лишь газ в незначительных количествах.

Глинистые породы богаче ОВ по сравнению с песчано-алевритовыми. Наиболее высокие концентрации ОВ отмечаются в перми, затем в юре, наименьшие характерны для триаса.

В перми—мезозое соотношения нефть/газ всегда меньше 1, тогда как в венде—силуре эти соотношения больше 2,5. Такая разница согласуется с различной природой ОВ — сапропелевой в морских формациях  $V—S$  и гумусовой в прибрежно-континентальных толщах  $P—Mz$ . Суммарное количество эмигрировавших жидких и газообразных УВ венда—силура в 3,2 раза больше, чем в перми—мезозое (6,2 трлн т против 1,9 трлн т), несмотря на то, что остаточные массы ОВ в Хатангско-Вилуйском бассейне в 2,6 раза превышают таковые в домезозойском мегабассейне. Причины такой диспропорции в природе ОВ и скоростях его накопления определяются возрастом и фациальной принадлежностью отложений.

Месторождения углеводородов СП и перспективные площади — крупнейший нефтегазогеологический объект России; площадь перспективных земель его составляет около 3,2 млн км<sup>2</sup>. Выделяются две крупнейшие единицы нефтегазогеологического районирования: Лено-Тунгусский домезозойский мегабассейн и Хатангско-Вилуйский пермско-мезозойский бассейн. Главные особенности строения и развития Лено-Тунгусского мегабассейна, влияющие на его нефтегазоносность, следующие:

1. Преобладание карбонатных резервуаров над терригенными, сложное их строение, особенно в древних подсолевых отложениях;

---

\* Отсутствие данных по миграции УВ для Енисей-Хатангской НГО, вероятно, не намного искажает указанное соотношение величин, ибо масштабы миграции УВ в данной НГО, судя по всему, вряд ли более чем в 2—3 раза превышают таковые в Лено-Анабарской НГО.

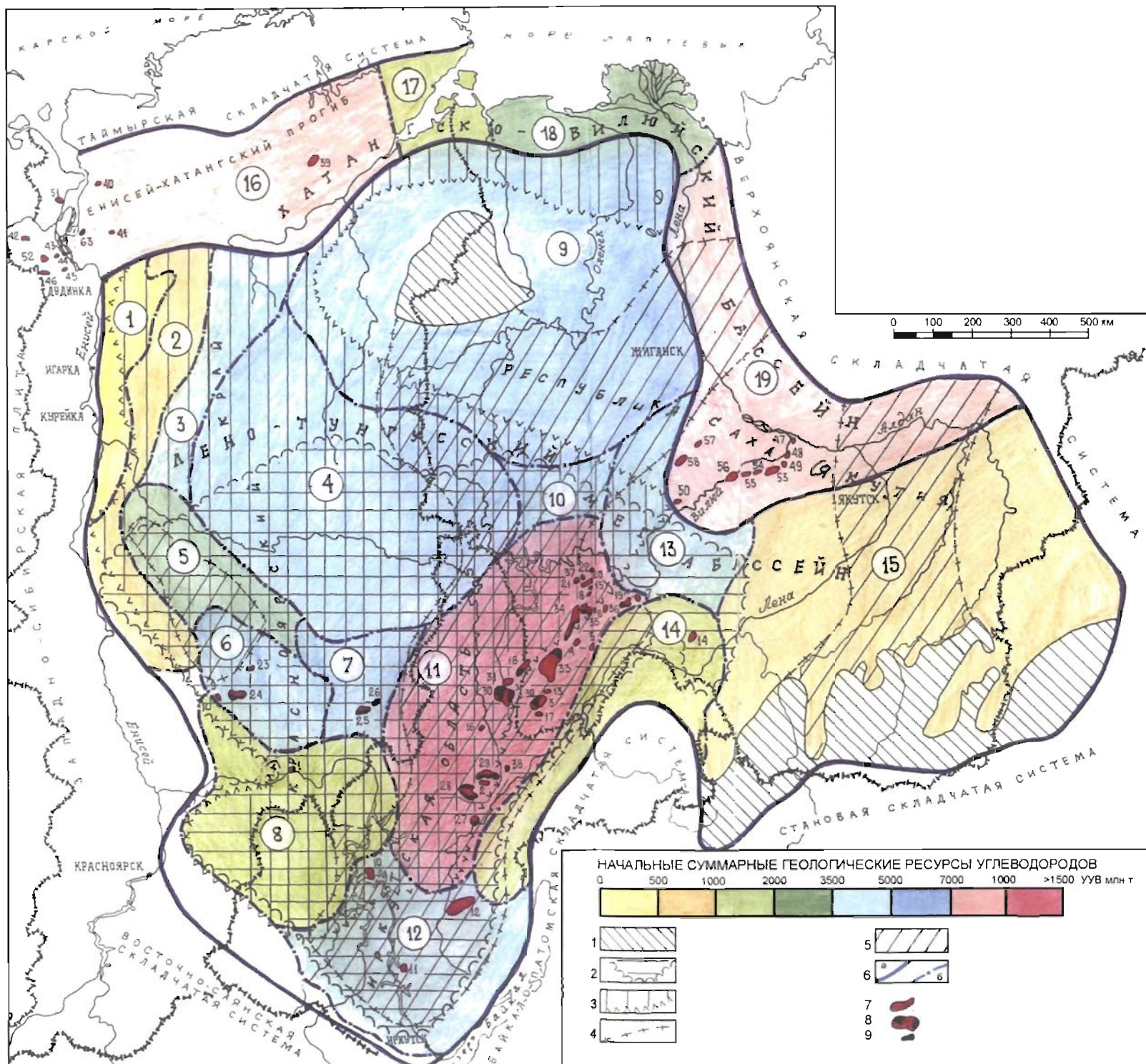


Рис. 49. Карта нефтегазоносности Сибирской платформы (сост. Т. К. Баженова, В. Б. Арчegov, Э. А. Базанов, В. В. Забалуев).

1 — выходы пород архейско-раннепротерозойского фундамента на дневную поверхность; 2 — солеродный бассейн; 3 — граница и площадь распространения базальтов; 4 — границы рифейских отложений; 5 — площади отсутствия рифейских отложений; 6 — границы нефтегазогеологического районирования: а — бассейнов, б — областей; 7—9 — месторождения: 7 — газовые, газоконденсатные, 8 — газонефтяные, нефтегазовые, нефтегазоконденсатные, 9 — нефтяные.

**Нефтегазоносные и перспективно-нефтегазоносные области (НГО, ПНГО):** 1 — Туруханско-Норильская ПНГО, 2 — Западно-Тунгусская ПНГО, 3 — Анамская ПНГО, 4 — Эвенкийская ПНГО, 5 — Южно-Тунгусская ПНГО, 6 — Байкитская НГО, 7 — Катангская НГО, 8 — Саяно-Енисейская НГО, 9 — Анабарская ПНГО, 10 — Сюнджерская ПНГО, 11 — Непско-Ботубинская НГО, 12 — Ангаро-Ленская НГО, 13 — Западно-Вилуйская ПНГО, 14 — Предпатомская НГО, 15 — Северо-Алданская ПНГО, 16 — Енисей-Хатангская НГО, 17 — Анабаро-Хатангская ПНГО, 18 — Лено-Анабарская ПНГО, 19 — Лено-Вилуйская НГО.

Месторождения нефти, газа и конденсата, открытые к 01.01.99 на территории Сибирской платформы. Лено-Тунгусский мегабассейн. Газовые: 1 — Агалеевское, 2 — Аянское, 3 — Восточно-

Талаканское, 4 — Хотого-Мурбайское, 5 — Отрадинское, 6 — Бесюрское, 7 — Вилуйско-Джербинское, 8 — Нелбинское. Газоконденсатные: 9 — Оморинское, 10 — Братское, 11 — Атовское, 12 — Ковытинское, 13 — Нижнехеманское, 14 — Бысхтахское, 15 — Северо-Нелбинское. Газонефтяные: 16 — Даниловское, 17 — Алинское, 18 — Тымпучиканское. Нефтегазовые: 19 — Верхневилучанское, 20 — Мирнинское, 21 — Маччобинское, 22 — Станское. Нефтегазоконденсатные: 23 — Курумбинское, 24 — Юрубчено-Тахомское, 25 — Собинское, 26 — Пайгинское, 27 — Марковское, 28 — Ярактинское, 29 — Дулисьминское, 30 — Верхнечонское, 31 — Вакунайское, 32 — Талаканское, 33 — Чаяндинское, 34 — Среднеботубинское, 35 — Таас-Юряхское, 36 — Иктехское, 37 — Иреляхское. Нефтяные: 38 — Пилюдинское.

**Хатангско-Вилуйский бассейн.** Газовые: 39 — Балахнинское, 40 — Хабейское, 41 — Озерное, 42 — Нанаданское, 43 — Казанцевское, 44 — Ушаковское, 45 — Зимнее, 46 — Мессояхское, 47 — Усть-Вилуйское, 48 — Нижневилуйское, 49 — Бадаранское, 50 — Нижнетюкянское. Газоконденсатные: 51 — Дерябинское, 52 — Пелятинское, 53 — Соболюх-Неджединское, 54 — Толонское, 55 — Мастахское, 56 — Средневилуйское, 57 — Андылахское, 58 — Среднетюкское.





2. Наличие огромного раннепалеозойского солеродного бассейна, роль которого двойственна: солеснасыщенность разреза (до 500—800 м суммарной мощности), с одной стороны, обеспечивает надежную изоляцию нижележащего нефтегазоносного комплекса, с другой — как следствие — сверхвысокоминерализованные рассолы (свыше 400 г/л) в наиболее продуктивных рифей-кембрийских отложениях осложняют как формирование залежей, так и их освоение;

3. Широкое развитие магматизма, нередко приводившего к уничтожению залежей нефти дотриасового этапа формирования;

4. Преобладание со среднего палеозоя восходящих тектонических движений и усиление их в кайнозое привело к переформированию залежей углеводородов и создало трудности для их освоения;

5. Развитие многолетней мерзлоты, низкие пластовые температуры, повышающие вязкость нефти и снижающие пластовые давления, гидратообразование и др.

В пределах Лено-Тунгусского мегабассейна, занимающего площадь свыше 2,5 млн км<sup>2</sup>, выделяются 15 нефтегазоносных и перспективно нефтегазоносных областей (НГО, ПНГО), которые приурочены к крупнейшим положительным и отрицательным структурам региона — антеклизам, грядам, седловинам, синеклизам и региональным прогибам (рис. 49). Их ресурсная база оценивается в 64,5 млрд т УУВ\*; средняя плотность начальных суммарных геологических ресурсов достигает 25,8 тыс. т/км<sup>2</sup>. Среди этих областей наибольшими ресурсами характеризуется Непско-Ботуобинская (16,1 млрд т УУВ), Байкитская (6,2 млрд т УУВ), Катангская (5,3 млрд т УУВ) и Ангара-Ленская (4,7 млрд т УУВ) НГО; плотности в их пределах варьируют от 15—30 до 50—70 тыс. т/км<sup>2</sup>. Здесь открыты все основные месторождения нефти и газа региона. Более высокие ресурсы углеводородов прогнозируются в Эвенкийской (5,8 млрд т УУВ), Анабарской (6,2 млрд т УУВ) и Западно-Вилуйской (5,0 млрд т УУВ) ПНГО. В других перспективных областях прогнозируются суммарные ресурсы от 0,2 до 3,0 млрд т УУВ при плотностях от 2,6 до 30 тыс. т/км<sup>2</sup>.

В Хатангско-Вилуйском бассейне площадью 0,7 млн км<sup>2</sup> начальные суммарные геологические ресурсы составляют свыше 20,1 млрд т УУВ; средняя плотность — 28,8 тыс. т/км<sup>2</sup>. Большая часть их приходится на Енисей-Хатангскую (7,6 млрд т УУВ) и Лено-Вилуйскую (7,9 млрд т УУВ) НГО, в которых открыты газоконденсатные месторождения с крупными запасами газа (Дерябинское, Пелятинское, Соболюх-Неджелинское, Средневилуйское и др.). На долю Анабаро-Хатангской и Лено-Анабарской ПНГО приходится до 23 % геологических ресурсов углеводородов; удельные плотности на отдельных площадях могут достигать 45—47 тыс. т/км<sup>2</sup>.

Соотношение нефть/газ в начальных суммарных ресурсах для хорошо изученных районов принимается в соответствии с реальной структурой разведанных запасов. Для других районов определяется экспертным путем с учетом условий генерации и сохранности УВ. Наименьшая доля газа в ресурсах (20—30 %) прогнозируется в наиболее приподнятых районах, а максимальная (70—80 %) — в наиболее погруженных.

На карте нефтегазоносности Сибирской платформы (рис. 49) показаны все месторождения нефти и газа, а также приводится их перечень с указанием вида флюида (всего 58 месторождений: 38 в Лено-Тунгусском мегабассейне и 20 в Хатангско-Вилуйском бассейне). В рифейских и венд-кембрийских отложениях Лено-Тунгусского мегабассейна преобладают газонефтяные, нефтегазовые и нефтегазо-

\* УУВ — условные углеводороды.

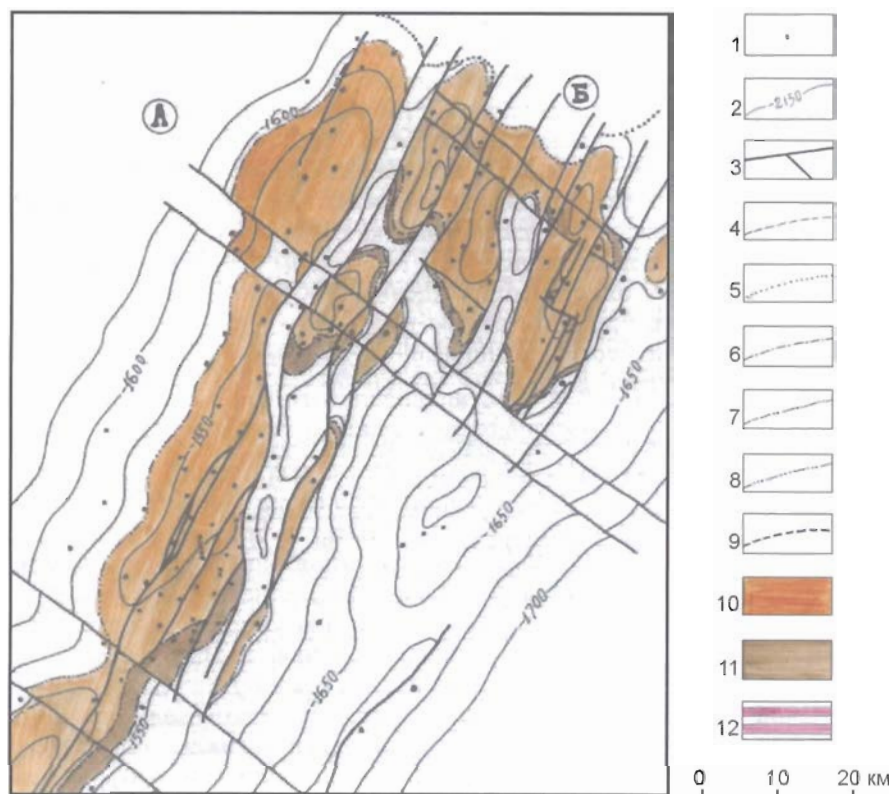


**Рис. 50. Юрубчено-Тахомское (А) и Куюмбинское (Б) нефтегазоконденсатные месторождения. Байkitская антеклиз. Структурная карта по поверхности рифейских отложений. Сост. В. Б. Арчegov, Э. А. Базанов, В. В. Забалув.**

Условные обозначения — см. рис. 51.

конденсатные месторождения. В верхнепалеозойско-мезозойском комплексе пород, слагающем Хатангско-Вилуйский бассейн, открыты преимущественно газовые и газоконденсатные месторождения.

Юрубчено-Тахомское нефтегазовое месторождение расположено в пределах Байkitской антеклизы. Оно является первым крупным месторождением, связанным с рифейскими отложениями. Общая геологическая структура месторождения достаточно проста: массивная залежь, приуроченная в основном к рифейским карбонатным отложениям, перекрываемым несогласно вендскими; в ряде присводовых скважин промышленно газonosны и перекрывающие рифей породы оскобинской свиты венда. Различия уровней водонефтяного и газонефтяного контактов (ВНК, ГНК) в различных скважинах, неравномерность распределения продуктивности по площади, изменчивость в соотношении флюидов (газ, нефть, вода) по разрезу свидетельствуют о сложности внутренней структуры месторождения, что объясняется литологической неоднородностью горизонтов рифея, подходящих под поверхность несогласия в разных частях месторождения, а также блоковым характером структуры (рис. 50). В структурном отношении Юрубчено-Тахомское нефтегазовое месторождение приурочено к южному склону крупного поднятия древнего заложения, в пределах которого рифейские отложения отсутствуют, а вендские залегают непосредственно на породах фундамента. В структуре Юрубчено-Тахомского месторождения выделяются две тектонические зоны. Западная, к которой приурочена основная продуктивная часть месторождения, имеет северо-восточное простирание. Эта структура совпадает с зоной разлома, проходящего в северо-восточном направлении от Енисейского кряжа до Оленекского поднятия. В восточной части месторождения преобладают разрывы северо-западного простирания, которые совпадают с простиранием Байkitской антеклизы. В западной продуктивной части месторождения промышленные притоки нефти и газа связаны с карбонатами средней части рифея,



**Рис. 51. Среднеботуобинское (А) и Таас-Юряхское (Б) нефтегазоконденсатные месторождения. Непско-Ботуобинская антеклиз. Структурная карта по кровле Ботуобинского горизонта венда. Сост. В. Б. Арчegov, Э. А. Базанов, В. В. Забалуев.**

1 — скважины; 2 — изогипсы поверхности рифейских отложений кровли ботуобинского продуктивного горизонта, подошвы мономской свиты, м; 3 — тектонические нарушения; 4 — граница литологического выклинивания коллекторов в продуктивном горизонте; 5 — граница выклинивания продуктивного горизонта; 6 — водонефтяной контакт (ВНК); 7 — газонефтяной контакт (ГНК); 8 — газовойодной контакт (ГВК); 9 — контур залежи в пласте  $T_1$ —III; 10 — газ; 11 — нефть; 12 — участки с неустановленной площадью промышленной нефтегазоносности.

залегающими под поверхностью несогласия; к востоку наблюдается появление верхних более глинистых горизонтов, коллекторские свойства которых хуже. Отсюда уменьшение нефтегазовой продуктивности.

Среднеботуобинское и Таас-Юряхское месторождения расположены в северной части Непско-Ботуобинской антеклизы. Они представляют единую зону нефтегазоносности. Основным продуктивным горизонтом является ботуобинский песчаниковый горизонт  $V_2$ . В северной части Среднеботуобинского месторождения в ряде скважин получены промышленные дритоки газа из улаханского горизонта  $V_2$ . Среднеботуобинское месторождение приурочено к валобразному поднятию северо-восточного простирания, а Таас-Юряхское — к поднятию, отделенному от него узким прогибом. Таас-Юряхское поднятие осложнено тремя куполовидными структурами, разделенными неглубокими прогибами (рис. 51). Среднеботуобинское месторождение делится на северную и южную части. Северный блок

отделен от большей части месторождения грабенообразным поперечным прогибом и локализует газовую залежь с ГВК на уровне 1592 м. Южная часть месторождения состоит из трех тектонически экранированных блоков северо-восточного простирания. Западный блок, ограниченный с востока вдоль свода продольным разломом, содержит газовую залежь; газ непосредственно подстилается пластовой водой (ГВК на отметке 1562, т. е. на 30 м выше, чем в северном блоке). Основной, центральный, блок включает газонефтяную залежь, в которой нефть подушкой подстилает газовую залежь. ГНК расположен на отметках 1564—1567. ВНК находится на отметке 1576, т. е. ниже, чем ГВК в западном блоке, но значительно выше, чем ГВК в северном блоке месторождения. Восточный блок месторождения отделен от центрального прогибом северо-восточного простирания и состоит из серии небольших, тектонически экранированных газовых и газонефтяных залежей. В этих залежах газ залегает ниже, чем пластовая вода в залежи центрального блока.

Таас-Юряхское газонефтяное месторождение построено аналогично.

В Лено-Тунгусском мегабассейне доли нефти и газа прогнозируются в зависимости от условий сохранности; в верхнепротерозойском—нижнепалеозойском интервале нефтегазоносности соотношение нефть/газ в среднем составляет 55/45. Перспективность выпележающих палеозойских отложений в разных частях мегабассейна различна и связывается с ордовикско-девонским и каменноугольно-пермским комплексами пород (нефтегазопоявления установлены в разрезах Гуруханско-Норильской, Западно-Тунгусской, Анамской и Эвенкийской ПНГО). В венд-кембрийском нефтегазоносном комплексе Южно-Тунгусской ПНГО выявлены небольшие залежи нефти и газоконденсата (Моктаконская площадь), получены притоки нефти и газа на ряде буровых площадей. Возможны открытия новых залежей УВ в Байкитской, Катангской, Непско-Ботуобинской, Ангаро-Ленской и Предтаомской НГО.

В мезозойских прогибах Хатангско-Вилуйского бассейна прогнозируется в основном газ (соотношение нефть/газ в среднем 30 : 70); кроме продуктивных горизонтов в верхнепермских и мезозойских отношениях в качестве перспективных на поиски залежей углеводородов можно рассматривать палеозойские и верхнепротерозойские комплексы пород (например, венд-кембрийский в Лено-Анабарском прогибе). Территория Анабаро-Хатангской седловины может оказаться газонефтеносной — притоки нефти и газа наблюдались на Нордвикской, Ильинско-Кожевниковской и Южно-Гиганской площадях.

Общие масштабы эмиграции УВ для всей СП 8119,6 млрд т. Доля прогнозных геологических ресурсов (84,6 млрд т УУВ) составляет от этой величины чуть более 1 %. Такое соотношение величин хорошо согласуется со сложными условиями аккумуляции УВ и сравнительно малоудовлетворительными условиями сохранности их скоплений как в зоне гипергенеза, так и на больших глубинах в зоне катагенеза.

**Уголь.** Тунгусский угольный бассейн занимает площадь свыше 1 млн км<sup>2</sup> и является крупнейшим в России. В разрезе угленосной толщи присутствуют от 1 (на северо-востоке) до 17—24 (в Приенисейской зоне) пластов угля рабочей (0,7 м и более) мощности. Рабочий пласт изменяется от 0,7 до 88 м. Отложения среднего—верхнего карбона продуктивно угленосны в Южном и Курейском районах. Здесь присутствует от одного до шести рабочих пластов суммарной мощностью от 1,4 м (р. Бахта) до 14,6 м (р. Курейка). Коэффициент угленосности колеблется от 0,3 до 6,1 %. В нижней перми продуктивная угленосность распространяется на территорию Норильско-Хараелахского прогиба, северо-запад Тунгусской синеклизы, Нижнетунгусскую впадину, частично захватывая Учаминское



поднятие, Ванаварскую впадину и восточный борт Тунгусской синеклизы (Ботуобинский район). В угленасыщенной части разреза отмечается от 4 до 17 рабочих пластов, в том числе сверхмощный (61,4 м) пласт «20» на Кокуйском месторождении. Суммарный рабочий пласт изменяется от 5 м на р. Брус до 78 м на Кокуйском месторождении. коэффициент рабочей угленосности — от 2 до 20 %. В Норильском районе присутствуют от одного до шести (в среднем два) пластов угля общей мощностью 3,8 м при их крайних значениях 1,4—8,6 м. К востоку от Нижнетунгусской впадины угленосность снижается и на территории Центрального и Восточного районов бассейна (междуречье Подкаменной и Нижней Тунгуски, бассейн р. Вилуй) спорадически отмечаются один-два угольных пласта мощностью 1—3, редко до 5 м. На Жеронском месторождении присутствуют четыре пласта суммарной мощностью 5—7 м. В пределах Ангаро-Тасеевской синеклизы, к востоку от Кокуйского месторождения число рабочих пластов снижается до одного-трех, до исчезновения на палеоподнятиях. В Центральном, Маймечка-Котуйском, Анабаро-Попигайском районах нижнепермская толща безугольна. Исключением является нижняя часть разреза котуйской свиты (р. Кысылкая-Юрях) с пластом угля мощностью 2,9 м и разрез по р. Чуня с пластом мощностью 1,5 м. Нижняя часть верхней перми (нижнепеляткинский подгоризонт) характеризуется низкой продуктивностью, кроме месторождений Норильского района (Кайерканское, Имангдинское), где 2—5 пластов имеют суммарную мощность до 7—18 м (при средней 1,8 м). В позднепеляткинское и дегалинское время широко распространена рабочая угленосность бассейна, кроме северо-восточной окраины (Маймечка-Котуйский и Анабаро-Попигайский районы), где локализовано 1—3 пласта угля, выдержанных на расстоянии до 20 км, суммарной мощностью 1,6—3,5, реже до 10 м. На западной окраине региона зона повышенной угленасыщенности смещается к востоку, в область Центрально-Тунгусской впадины и Учаминского поднятия, где, по данным К. В. Гаврилина, присутствует 7 пластов мощностью до 14 м и суммарной — до 21 м, с коэффициентом угленосности 3—9 %. На северо-западе, в Норильской и Вологочанской мульдах, вскрыты сверхмощные (19,6—25,7 м) угольные пласты (суммарный рабочий пласт — 36 м). На юге бассейна, в Мурской впадине, спорадически присутствует один угольный пласт мощностью 1,7—2,8 м. Распределение пластов угля рабочей мощности в разведанных месторождениях приводится на рис. 52. Северная часть Тунгусской синеклизы бесперспективна в отношении рабочей угленосности [Гуревич, 1978].

Тунгусский бассейн характеризуется углями различного качества [Прогноз..., 1992]. Угли образуют ряд, от бурых до антрацитов, распределение которых характеризуется повышением степени метаморфизма с востока на запад и с юго-востока на северо-запад [Быкадоров, Мазор, 1975].

Повышение степени метаморфизма «со стратиграфической глубиной» по правилу Хильта проявляется лишь в мощных (800—1200 м) разрезах в Норильском районе.

Угли бассейна мало- и среднезольные, низкосернистые и низкофосфористые, в эзоконтакте интрузий возрастает зольность, вблизи рудоносных интрузий — сернистость и содержание свинца, меди, никеля, исчезают важные технологические свойства, такие как спекаемость и коксуемость [Прогноз..., 1992]. Размеры контактовых ореолов колеблются от долей до 500 м и более. Масштабы воздействия интрузий на качество углей значительны. В Норильском районе оно охватывает 36 % общего объема угленосной формации. В соответствии с новым ГОСТ 25543-88 в бассейне (рис. 53) присутствуют угли марок Б, Д, ДГ (длиннопламенный), Г (газовый), ГЖО (газовый жирный отощенный), Ж (жирный), К (кокосовый), КО (кокосовый отощенный), КС (кокосовый слабоспекающийся), СС (слабоспекающийся), Т (тощий) и А (антрацит).

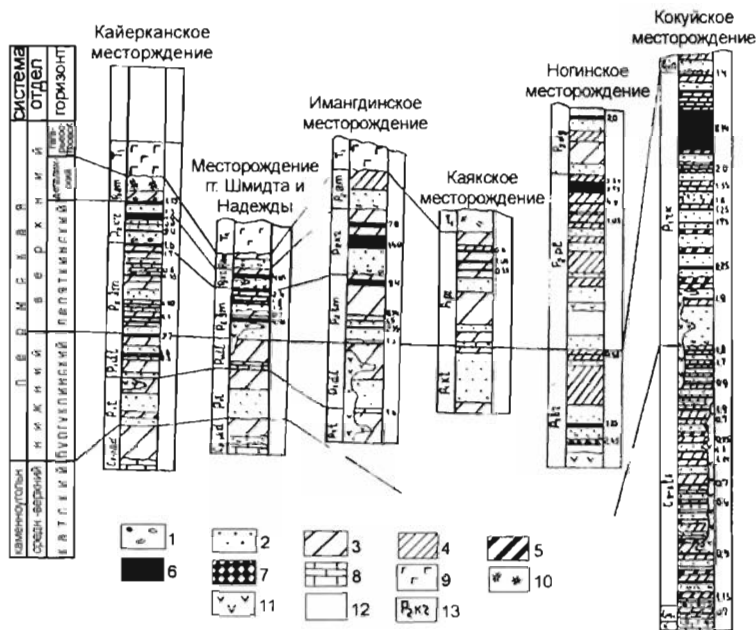
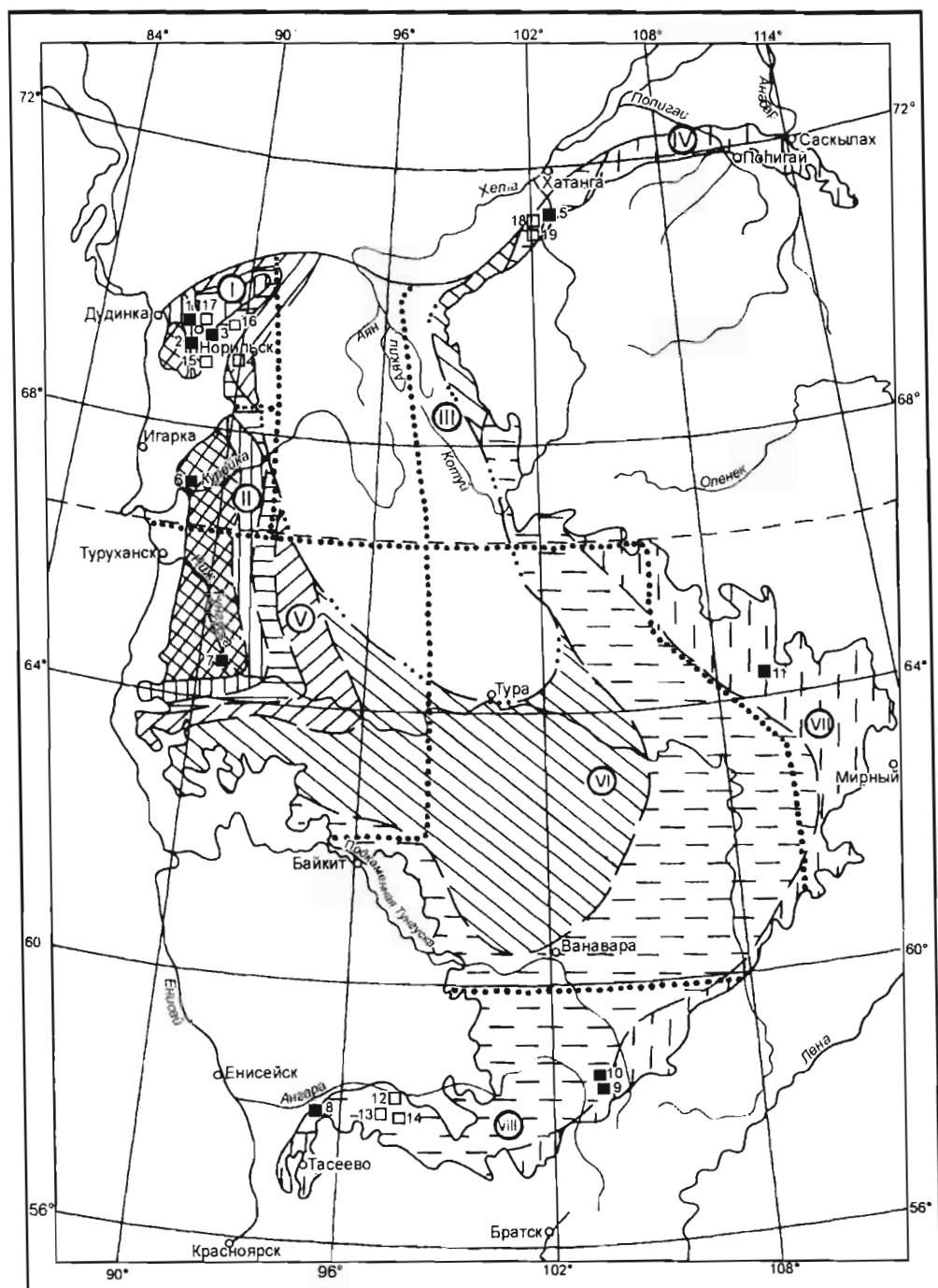


Рис. 52. Разрезы основных угольных месторождений Тунгусского бассейна (сост. А. Б. Гуревич).

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — углистые породы; 6 — угли; 7 — графит; 8 — карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя; 9 — базальты; 10 — пестроцветы; 11 — долериты; 12 — нескрытая часть разреза; 13 — индексы свит: средний — верхний карбон:  $C_{2mn}$  — мурминская,  $C_{2ad}$  — адылканская,  $C_{2ls}$  — листовяжская; нижняя пермь:  $P_{1t}$  — талнахская,  $P_{1dl}$  — далдыканская,  $P_{1kt}$  — котуйская,  $P_{1br}$  — бургукинская,  $P_{1rk}$  — рыжковская; верхняя пермь:  $P_{2sm}$  — шмидтинская,  $P_{2kr}$  — кайерканская,  $P_{2am}$  — амбаринская;  $P_{2pt}$  — потокойская,  $P_{2pl}$  — пелятинская,  $P_{2in}$  — инганбинская,  $P_{2dg}$  — дегалинская.

Рис. 53. Обзорная схема угленосности и зональности метаморфизма углей Тунгусского угленосного бассейна (сост. А. Б. Гуревич).

1—7 — зоны распространения фоновых углей: 1 — бурых, 2 — длиннопламенных, 3 — нерасчлененных газовых длиннопламенных (ДЛ) и газовых, 4 — жирных, 5 — коксовых, 6 — отощенных, 7 — тощих и антрацитов; 8 — контур предполагаемого распространения продуктивно-угленосных отложений; 9 — границы зон метаморфизма; 10 — границы угленосных районов; 11а — разведанные и эксплуатируемые месторождения: 1 — Кайерканское и Далдыканское, 2 — гор Шмидта и Надежды, 3 — Листвянско-Вальковское, 4 — Имандинское, 5 — Каякское, 6 — Курейское (графитовое), 7 — Ногинское (графитовое и угольное), 8 — Кокуйское, 9, 10 — Жеронское (участки: 9 — Жеронский, 10 — Зелендинский), 11 — Черное; 11б — перспективные месторождения и площади с прогнозными ресурсами, 12 — Богучанское, 13 — Амелтинское, 14 — Гавриловское, 15 — восточный борт Норильской мульды (Ергалахская и Южно-Норильская площади), 16 — Микчандинская площадь, 17 — Западно-Хараелахская площадь, 18 — месторождение ручья Горного (участок Горный); 19 — участок Кысылка-Юрх; 12 — угленосные районы (I — Норильский; II — Курейский; III — Маймеча-Котуйский; IV — Анабаро-Поппайский; V — Западный, или Западно-Тунгусский; VI — Центральный, или Центральнотунгусский; VII — Восточный, или Восточно-Тунгусский; VIII — Южный, или Южно-Тунгусский).



100 0 100 200 км



Общие ресурсы углей по состоянию на 01.01.93 оценивались в 1 884 146 млн т, а авторами настоящего раздела в 1 506 533 млн т. Из всех ресурсов углей только около 0,3 % составляют разведанные ( $A + B + C_2$ ) и оцененные ( $C_2$ ) запасы, сосредоточенные в основном в Норильском (Кайерканское, Далдыканское, гор Шмидта и Надежды, Имангдинское месторождения) и Южном (Кокуйское и Жеронское месторождения) районах. Их балансовые запасы составляют соответственно 2126 и 2338 млн т. Кроме того, Государственным балансом учтены запасы Ногинского месторождения угля и графита (6 млн т) в Западном, Каякского месторождения (7 млн т) в Маймеча-Котуйском и месторождения Черное (0,9 млн т) в Восточном районах. Угольные ресурсы региона (свыше 96 %) относятся к категории  $P_3$  и угольному потенциалу ( $P_4$ ), свидетельствуя о слабой изученности бассейна.

К палеоструктурным критериям относится приуроченность угленосных отложений к крупным отрицательным структурам длительного развития (хатакротонам, телорогенам и т. п.).

К стратиграфическим критериям относятся приуроченность к наиболее существенному в истории Земли пермскому этапу угленакопления, преобладание фюзенолитов среди каменноугольно-нижнепермских и гелитолитов в составе верхнепермских углей.

Угленосные формации имеют регрессивный характер. Происходит увеличение зон образования пластов рабочей мощности, от минимальных в среднем—позднем карбоне до максимальных в поздней перми. Наиболее благоприятными для существенного торфообразования являются побережья пресных и солоноватоводных лагун, менее благоприятными — низменные аллювиальные равнины.

Из 9 месторождений, учтенных Государственным балансом, разрабатываются два — Кайерканское и Каякское. Их добыча не превышает 0,4 млн т, она несоизмеримо мала по сравнению с разведанными запасами (2023 млн т) и общими ресурсами.

Могут быть перспективны три направления освоения твердотопливного потенциала Тунгусского бассейна:

1. Промышленный интерес представляют те объекты, на которых угли пространственно совмещены с выявленными уникальными или крупными месторождениями полезных ископаемых. Так, потребности Нижнеангарского промышленного района в твердом топливе (около 10 млн т в год) покроятся разработкой Кокуйского месторождения с разведанными запасами 342 млн т. Такой же объем добычи необходим при развитии Богучанского промрайона, где находятся перспективные, по данным А. А. Томилова и К. В. Гаврилина, Богучанское (прогнозные ресурсы 31 млн т), Амелытское (156 млн т) и Гавриловское (199,6 млн т) месторождения каменных углей.

2. Освоение месторождений остродефицитных коксующихся углей марок Ж, К, КО с вывозом последних в Европейскую часть России и на экспорт. Эти угли распространены в Норильском районе с развитой инфраструктурой. В благоприятных транспортных условиях находятся Листвянско-Вальковское месторождение (ресурсы углей марки КО порядка 100 млн т по категории  $P_1$ ) и Западно-Харалахская площадь (300 млн т углей марки К по  $P_2$  и  $P_3$ ), примыкающие к территории Талнахского рудного узла. Более удалены от дорог (на 40—60 км) Микчандинская площадь с прогнозными ресурсами углей марки КС по категории  $P_2$  порядка 3 млрд т, а также Ергалахская и Южно-Норильская площади с ресурсами углей марки ГЖО около 1,7 млрд т (1,1 млрд т по  $P_2$ , 0,6 млрд т по  $P_3$ ). Все месторождения характеризуются пластообразным рельефом, позволяющим вести разработку дешевым шпательным способом.



3. Освоение мелких месторождений для энергетики и бытовых нужд редких поселков снизит их зависимость от дорогостоящих дальнеприводных нефтепродуктов. На северо-востоке бассейна перспективны месторождения руч. Горный и участка р. Кысылкая-Юрях, расположенные вблизи судоходной р. Котуй соответственно в 25 и 40 км выше по течению пос. Каяк с шахтой «Котуй». На каждом из них вскрыто по одному пласту мощностью 1,0—2,9 м. Полярной ГРЭ их прогнозные ресурсы по категории  $P_1$  оцениваются в 4,4 (руч. Горный) и 4 млн т (Кысылкая-Юрях) длиннопламенных углей. Названные объекты позволяют покрыть потребности Хатангского и Авамского районов Таймырского АО в твердом топливе.

Ленский угольный бассейн расположен на площади 600 тыс. км<sup>2</sup>. По геологическому строению, степени изученности и характеру угленосности он делится на семь угленосных районов (рис. 54). Общая стратиграфическая схема юрских и меловых отложений не разработана, поэтому в каждом районе используются региональные схемы (рис. 55).

Первый горизонт углеобразования связан с нижнеюрскими иреляхской и укугутской свитами, с пластами углей небольшой мощности. Второй горизонт приурочен к слабоугленосным среднеюрским отложениям с единичными пластами угля мощностью 0,5—2 м. Угленосность этих горизонтов не имеет промышленного значения. Устойчивое и интенсивное углеобразование началось с позднеюрской эпохи в южных районах бассейна, а в раннемеловую эпоху распространилось на всю его территорию. В отложениях чечумской свиты Якутско-Вилуйского и Нижнеалданского районов количество угольных пластов достигает 10—11. В раннемеловых отложениях батылахской свиты содержится до шестидесяти угольных пластов, из которых 5—10 имеют рабочую мощность (0,7—5,0 м). В северном

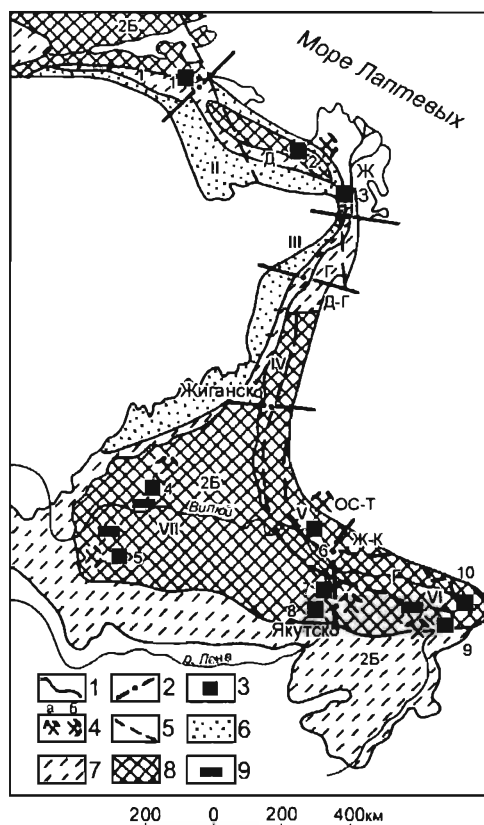


Рис. 54. Схема угленосности и качества углей Ленского бассейна (по А. И. Гусеву).

1 — контуры бассейна; 2 — границы между угленосными районами; 3, 4 — угольные месторождения: 4а — эксплуатируемые, 4б — законсервированные; 5 — границы между зонами углей различной степени углефикации; 6 — безугольные отложения, 7 — отложения с маловероятной промышленной угленосностью; 8 — отложения с промышленной угленосностью; 9 — площадь распространения пластов мощностью 10 м.

**Угленосные районы:** I — Анабаро-Хатангский, II — Оленекский, III — Булунский, IV — Жиганский, V — Сангарский, VI — Нижнеалданский, VII — Якутско-Вилуйский.

**Месторождения:** 1 — Южный Титан, 2 — Таймырское, 3 — Чай-Тумусское, 4 — Кировское, 5 — Кемпендяйское, 6 — Сангарское, 7 — Кангаласское, 8 — Кильдинское, 9 — Дмебарки-Хая, 10 — Нижнетуматское.

Якутско-Вилуйский р-н  
(юрские отл. — р. Марха и  
р. Вилуй, А. С. Тараканов и др.,  
меловые отл. — скв. 12 и 13,  
Б. Н. Полунин и др.)

Возраст	Свита	Мощность, м	Литологическая колонка
K <sub>1</sub>	хатырыкская	54	
K <sub>1</sub>	эксеняхская	70	
K <sub>1</sub>	батылыхская	150	
J <sub>3</sub>	чечумская	200	
J <sub>2</sub>	якутская	100-170-200	
J <sub>1</sub>	понтская	100	

Нижне-Алданский р-н  
(по Н. В. Иванову  
и Г. П. Дубарю)

Возраст	Свита	Мощность, м	Литологическая колонка
K <sub>1</sub>	эксеняхская	800-1000	
K <sub>1</sub>	батылыхская	550-750	
J <sub>3</sub>	чечумская	220-300	
J <sub>2</sub>	якутская	450	
J <sub>1</sub>	понтская	100	

Возраст	Свита	Мощность, м	Литологическая колонка
K <sub>1</sub>	хатырыкская	760	
K <sub>1</sub>	эксеняхская	700	
K <sub>1</sub>	чонгургаская	1300	
K <sub>1</sub>	ынтырская	650	
J <sub>2</sub>	чечумская	540	
J <sub>1</sub>	понтская	>300	



направлении мощность пластов уменьшается, повышается их зольность. Углеобразование апт-альбского веков известно на всей территории бассейна. В южной его части угленосность связана с эксеняхской и хатырыкской свитами. В сторону Вилуйской синеклизы и к северу от Сангарского района угленосность снижается. В северных районах бассейна в огонер-юряхской свите насчитывается до четырех рабочих пластов угля. В западном направлении свита замещается песчаными безугольными отложениями. В альбском веке устойчивое угленакпление характерно для укинской свиты, содержащей от двух до десяти пластов, к которым и приурочены все известные месторождения оленекских богхедов. Верхнеальбская чарчыкская свита включает не более пяти угольных пластов мощностью 0,8—5,3 м. В крайней северо-западной части бассейна верхние угленосные свиты — санга-салинская и огневская содержат по 1—2 пласта мощностью 1—5 м.

Распределение угленосности имеет зональный характер, следующий субширот-но-меридиональному простиранию Верхоянской складчатой системы [Иванов,



ется повышение степени углефикации углей с понижением стратиграфического положения пластов в угленосной формации. Наибольшее распространение имеют бурые угли позднеюрского и мелового возраста группы 2Б, а на более низких стратиграфических горизонтах — группы 3Б. С глубины 1500 м начинается зона углей переходных от бурых к длиннопламенным, а с глубины 2500 м юрские длиннопламенные угли переходят в газовые. Метаморфизм углей возрастает от платформенной части бассейна в сторону Верхоянской складчатой области (рис. 54).

В целом угли (от Б до ОС—Т) малосернистые, низко- и среднесольные, окисленные.

Ленский бассейн — один из крупнейших мезозойских бассейнов в мире. Его прогнозные ресурсы составляют более 878 млрд т.

В настоящее время в бассейне угледобыча осуществляется тремя шахтами и четырьмя угольными карьерами общей мощностью 2,05 млн т в год.

Перспективы использования ленских углей очень высоки, особенно как энергетического сырья.

Канско-Ачинский ниже-среднеюрский угольный бассейн представлен двумя впадинами: Канско-Тасеевской (площадь 15 000 км<sup>2</sup>) и Рыбинской (площадь 8000 км<sup>2</sup>). Углы падения пород угленосного комплекса не превышают 3—4° и лишь в юго-западном крыле Рыбинской впадины достигают 10° (рис. 56). Максимальная угленосность приурочена к центральным частям впадин, которым соответствуют наиболее крупные месторождения: Абанское в Канско-Тасеевской

впадине с геологическими ресурсами в 30 574 млн т (по категории А + В + С<sub>1</sub> — 16 671 млн т) и Бородинское в Рыбинской впадине с ресурсами в 3328 млн т (по категории А + В + С<sub>1</sub> — 3083 млн т). Третье по величине Переясловское месторождение с геологическими запасами углей по категории А + В + С<sub>1</sub> в 1514 млн т расположено в южном борту Рыбинской впадины. В других месторождениях этих структур суммарные геологические ресурсы не превышают 1000 млн т.

Выделены три фазы угленакпления, приуроченные к верхним частям свит, соответствующих крупным циклитам: Переясловская (J<sub>1pr</sub>), Камалинская (J<sub>2km</sub>) и Бородинская (J<sub>2br</sub>) [Гаврилин, 1996]. Каждая фаза обычно завершается мощными угольными пластами.

Угольные пласты переясловской свиты на большей части площади не имеют промышленного значения. Единичные рабочие угольные пласты (2—4 м) известны в Переясловском и Иланском месторождениях, и лишь в Урало-Ключевском месторождении

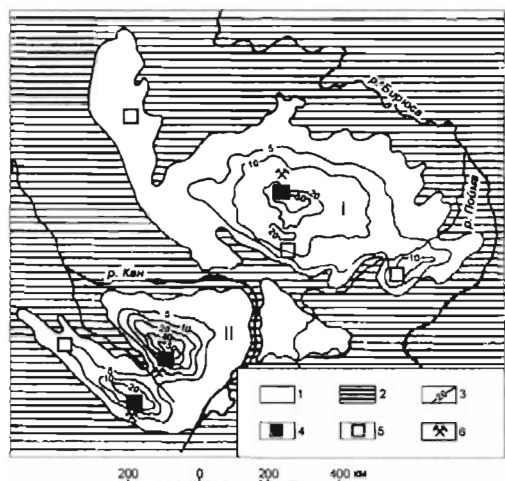


Рис. 56. Схематическая карта угленосности Канско-Тасеевской (I) и Рыбинской (II) впадин Канско-Ачинского угольного бассейна (сост. В. М. Власов).

1 — площади распространения юрских угленосных отложений; 2 — породы, подстилающие угленосные отложения; 3 — изогипсы суммарной мощности рабочих угольных пластов; 4, 5 — угольные месторождения: 4 — с ресурсами углей более 1 млрд т, 5 — с ресурсами углей менее 1 млрд т; 6 — карьеры.

разведанный угольный пласт (4—12 м) на площади около 2000 км<sup>2</sup> представляет практическую ценность.

Камалинская свита является основным продуктивным горизонтом в Абанском и Переясловском месторождениях. В Абанском месторождении суммарная мощность развитых здесь 5—14 угольных пластов достигает 38 м. Основной пласт «Мощный» (4—27 м) сохранился от размыва на площади более 2500 км<sup>2</sup>. Он содержит около четверти всех угольных запасов бассейна, пригодных для открытой отработки. В Рыбинской впадине максимальная угленасыщенность выявлена в ее южной части. В Переясловском месторождении содержится до 16 угольных пластов с суммарной мощностью до 25 м. Один из них (6—11 м) на площади 135 км<sup>2</sup> является основным промышленным пластом месторождения.

Угольные пласты Бородинской свиты развиты лишь на площади Бородинского месторождения. Она содержит до 20 пластов угля с суммарной мощностью в среднем 57 м, из них пять пластов имеет промышленную ценность. Основной пласт «Бородинский» представлен одной или двумя пачками (мощность слитного пласта 27—51 м и увеличивается к западу). Мощность других промышленных пластов 3,5—13 м.

Угли месторождений сравнительно однородны как по петрографическому составу (витринит — до 98 %, инертинит — 3,54, липтинит — менее 1 %), так и по степени углефикации. По степени углефикации угли относятся к бурым с преобладанием углей марки 2Б (Абанское и Бородинское месторождения). Более углефицированы (до 3Б) нижнеюрские угли (Переясловское и Урало-Ключевское месторождения). Все угли малосернистые (0,3—0,4 %).

Угли бассейна являются наиболее дешевым в России и достаточно качественным энергетическим сырьем. Основные показатели качества углей — теплота сгорания и влажность — определяют степень их углефикации. Содержание влаги ( $W^{rat}$  %) изменяется от 28 % в нижнеюрских углях до 32—34 % в среднеюрских. Теплота сгорания соответственно снижается ( $Q^r$  МДж) от 18,1 до 15,1. Перспективным направлением использования углей является гидрогенезация, в результате которой органическая масса угля превращается в жидкие продукты, пригодные для получения котельного и моторного топлива и ряда химических продуктов. Угли бассейна склонны к самовозгоранию. Поэтому предусматривается облагораживание рядового угля с получением транспортабельного топлива — термоугля и угля автоклавной переработки.

Разработка углей производится в основном тремя крупными разрезами: Абанским, Бородинским и Переясловским. Обладая значительными резервами, угольные разрезы при необходимости могут дать производительность до 400 млн т/год.

Нижнеалданский угольный бассейн охватывает низовья Амги и Алдана, где неогеновые угленосные отложения относятся к двум свитам — тандинской миоцен-плиоценовой и баягинской плиоценовой. Тринадцать продуктивных пластов угля марки 1Б суммарной мощностью 2,5—40,5 м обнаружены в верхней части тандинской свиты (>300 м), которая обнажается по периферии бассейна. По мнению Игнатченко (1961) эта площадь перспективна.

**Горючие сланцы.** Оленекский бассейн горючих сланцев занимает обширную территорию в бассейнах рек Оленек, Анабар, левобережную часть р. Лена в ее среднем течении. Южная граница условно проводится южнее р. Муна. На этой территории подсчитаны запасы горючих сланцев по категории возможных. Они достигают 300 млрд т [Кабаньков, 1968]. Но, судя по геологическим данным [Бахтуров, 1988], продуктивные пласты горючих сланцев могут быть обнаружены южнее, вплоть до Синского района на р. Лена.

Горючие сланцы Олсnekского бассейна связаны с кремнисто-глинисто-карбонатной куонамской свитой. Аналоги ее прослежены более чем на 2000 км от Юдомо-Майского района на юге до Анабарского на севере. Этот комплекс отложений объединен в одну формацию, известную как куонамская формация битуминозно-сланцевых отложений [Бахтуров и др., 1988]. Куонамская сланцевоносная свита соответствует верхней части ботомского, тайонскому и большей части амгинского ярусов кембрийской системы. Мощность ее выдержанная — 35—45 м. Куонамскую свиту подстилают известняки раннеботомского возраста, а кроется она позднеамгинскими известняками. Куонамская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя, верхнеботомско-тайонского ярусов мощностью в 5—7 м, состоит из известняков и горючих сланцев, образующих продуктивные пласты. Верхняя (большая часть амгинского яруса) сложена смешанными кремнисто-глинисто-карбонатными породами и маломощными (до 0,2—0,3 м) пластами горючих сланцев. И только вблизи основания подсвиты встречаются пласты горючих сланцев. В соответствии с этим в куонамской свите выделяются два сланценосных горизонта: нижний и верхний.

Нижний сланценосный горизонт, мощностью в 5—6 м, содержит два продуктивных пласта горючих сланцев. Они выдерживаются в пределах всего бассейна. Нижний изменяется в пределах 1—2,2 м, верхний — 0,4—1,2 м. Второй сланценосный горизонт, мощностью в 5—7 м, содержит несколько перспективных пластов сланцев, образующих линзовидные тела.

Горючие сланцы состоят на 50—60 % из глинистых частиц и на 20—30 % — из органического вещества. Постоянно присутствуют карбонат (до 15—20 %), кремнистый материал (до 5—7 %) кварц, мусковит, иногда сульфиды железа (до 5—6 %), встречаются глауконит и гидроокислы железа. Органическое вещество слагают тончайшие, до 0,02 мм, прослой и линзочки, или оно тонко распылено в породе. Кремнистый материал слагает мелкие (0,005—0,05 мм) округлые или вытянутые выделения до 0,2—0,5 мм. Основная часть куонамской свиты представлена породами глинисто-кремнисто-известковистого состава, образующими пласты от долей миллиметра до 1—2 м. Качество горючих сланцев довольно низкое, калорийность лишь немного превосходит минимальную (1500 кал/т) норму теплотворной способности. Зольность их высокая — в пределах 70—75 %. Выход смол при коксовании в пределах 5—7 %, что в 2 раза ниже, чем из кукурситовых сланцев Эстонии. И только отдельные пробы показывают высокую калорийность при низкой зольности.

Область накопления куонамской свиты совпадала с крупной впадиной со специфическим составом биоты (цианобактериями). Остатки их и послужили исходным материалом для значительной части ОВ горючих сланцев. Появление нового типа биоты, специализированной на фосфор, связано с глобальной причиной. Последующий бурный расцвет бактериально-микроводорослевых колоний в куонамском бассейне, жизнедеятельность которых обеспечила накопления огромных запасов ОВ, возможно, является следствием этой же причины. Высокое содержание сульфидов железа свидетельствует о преобразовании осадка в глубоководном бассейне.

**Уран.** В породах чехла СП выявлено более 200 объектов повышенной радиоактивности. Среди них одно месторождение и несколько десятков рудопроявлений. Выполненная типизация уранового оруденения показывает большое разнообразие условий формирования и обстановок локализации выявленных экзогенных и эндогенных аккумуляций (рис. 57). Среди экзогенных аккумуляций выделены три группы, контролируемые фациальной (синдиогенетические), окислительной и восстановительной эпигенетическими зональностями. Синдиогенетические аккумуляции приурочены к битуминосным, угленосным, фосфатоносным породам и породам, содержащим окислы железа, алюминия, а также представлены концентрациями урана

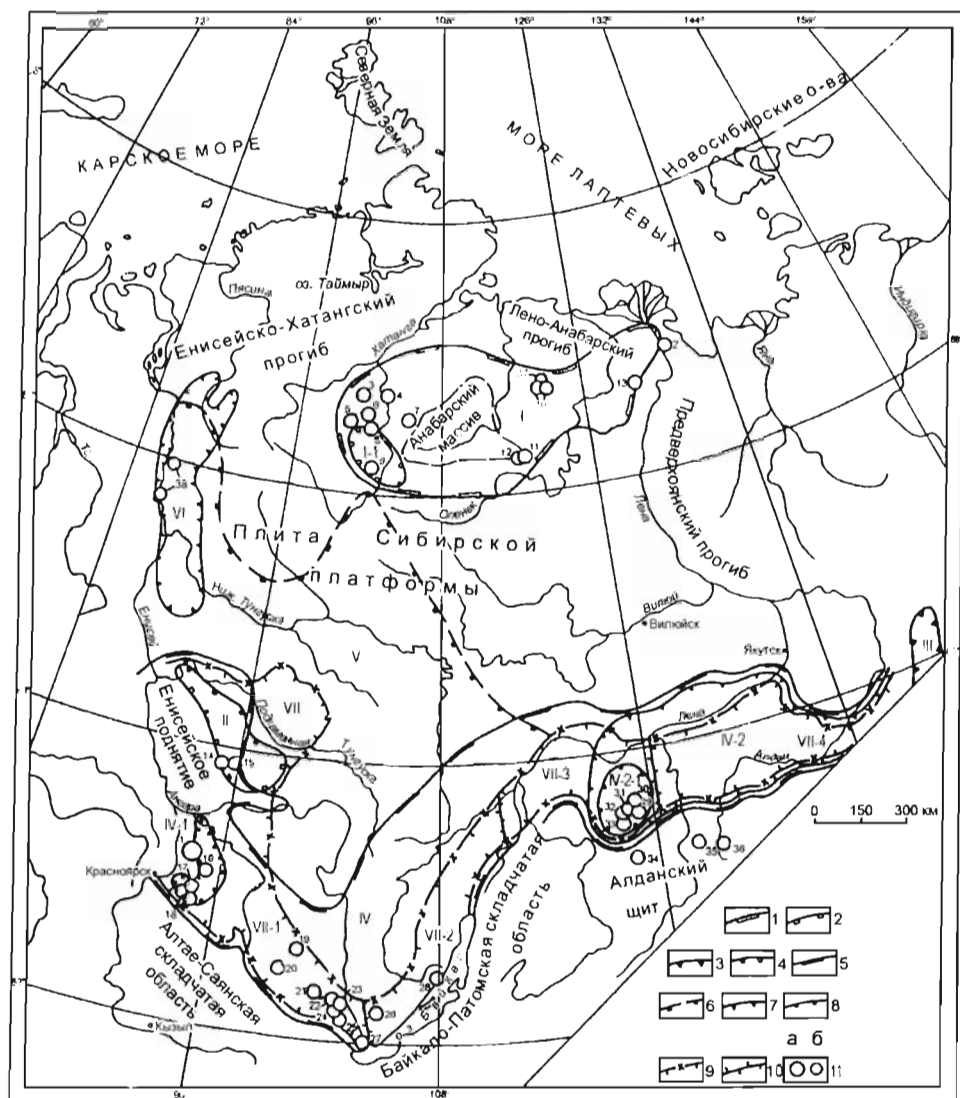


Рис. 57. Схема металлогенического на уран районирования чехла Сибирской платформы (сост. Г. М. Шор).

**Потенциально ураноносные металлогенические таксоны основных эпох уранового рудообразования:** 1-4 — докембрийской: 1 — Оленеко-Анабарская провинция (ПУПр, I), 2 — Байкитская область (ПУО-II), 3 — Сетте-Дабанская зона (ПУЗ-III), 4 — Котуйский район (ПУР-I-1); 5-8 — мезозойской: 5 — Енисейско-Алданский пояс (ПУПо-IV), 6 — Тунгусско-Иркутская область (ПУО-V), 7 — зоны (ПУЗ): Приалданская (IV-2), Бахтинско-Игарская (VI); 8 — районы (ПУР): Приангарский (IV-1), Березовский (IV-2-1); 9-10 — кайнозойской: 9 — Енисейско-Приленский пояс (ПУПо-VII), 10 — зоны (ПУЗ): Присянская (VII-1), Прибайкальская (VII-2), Припатовская (VII-3), Приалданская (VII-4). 11 — месторождения (а), рудопоявления и минерализация (б) (номера на схеме: месторождения: 1 — Быстрое; рудопоявления (2-36) и минерализация (37, 38): 2 — Туора-Сисское, 3 — Гулинское, 4 — Одихинча, 5 — Чангит, 6 — Далбыха-Центральное, 7 — Ыраас, 8 — Бор-Уряское, 9 — Есеей, 10 — Томтор, 11 — № 36, 37; 12 — № 306, 13 — №№ 2901, 2902, 14 — Горбидокское, 15 — Верхнегорбинское, 16 — Белоярское, 17 — Бородинское, 18 — Иннокентьевское, 19 — Ново-Нюринское, 20 — Нишдейское, 21 — Ново-Метелкинское, 22 — Черемховское, 23 — Ныргинское, 24 — Каштаконское, 25 — Арансохойское, 26 — Ишинское, 27 — Солонечное, 28 — Коцегратское, 29 — Западное, 30 — Кеме, 31 — Молодежное, 32 — Озерное, 33 — Александровское, 34 — Апсат, 35 — Голубино, 36 — Перевальное, 37 — Богдо, 38 — Норильское).

(до 0,37 %) и тория в морских россыпях (Гонамское, Горбиловское рудопроявление). Накопления урана эпигенетического типа локализованы в терригенных и карбонатных породах. К эпигенетическим концентрациям урана относятся месторождение Быстрое и ряд рудопроявлений, приуроченных к палеодолинам юрского возраста в пределах Ангаро-Канского поднятия и сформированных в раннемезозойскую эпоху. На месторождении Быстрое рудоносными являются отложения «блуждающих» русел в средней и верхней частях разреза юры, оторванных от кровли фундамента на десятки метров. Урановое оруденение располагается на границе желтоцветных (окисленных) и первично-сероцветных пород. Содержание урана — 0,0п — 0,109 ‰. Уран представлен коффинитом, настураном и сорбционными формами, связанными с глинистыми минералами и гидроокислами железа. Урану сопутствуют молибден, свинец, медь, цинк, цирконий.

К внутрiformационным палеодолинам относятся проявления урановой минерализации в терригенных толщах перми, содержащих прослой углей, углистых аргиллитов и сланцев, расположенные в частности в районе г. Норильск и локализованные в юрских отложениях Тасеевской впадины и Черемховского угленосного бассейна. В последнем имеются проявления урано-угольного типа и аккумуляции, приуроченные к базальным горизонтам палеодолин.

В чехле СП широко проявлены эпигенетические процессы восстановительной направленности, с которыми связано формирование в раннем мезозое урано-битумных и уран-сульфидных аккумуляций. Наиболее крупным объектом этого типа является рудопроявление Туора-Сис, расположенное на стыке СП с Верхояньем и приуроченное к битуминозным известнякам нижнего кембрия. Повышенные концентрации урана (до 0,1—0,4 %) связаны с углеродистым веществом, выполняющим сугуро-стилолитовые швы и трещины в известняках. Оруденение урано-сульфидного типа развито в Березовском прогибе (рудопроявления Александровское, Озерное и др.). Содержание урана достигает 0,0п ‰. Уран представлен чернями и сопровождается сульфидами цинка и свинца, пиритом, флюоритом и баритом.

Ряд рудопроявлений и проявлений урановой минерализации, расположенных по периферии Анабарского щита, связаны с карбонатитами. На наиболее крупном из них ураносодержащем (до 80 г/т) редкоземельно-редкометалльном месторождении Далбыха-Центральная уран связан с пирохлором.

Металлогеническое районирование чехла СП (рис. 57) выполнено для трех практически значимых эпох уранового рудообразования: домезозойских, мезозойской и кайнозойской. Наличие благоприятных палеоклиматических, фациально-палеогеографических, палеогеогеологических и других условий позволяет прогнозировать для домезозойских эпох аналоги далматовского, колорадского, дакотского и аризонского типов уранового оруденения на западной, южной и юго-восточной окраинах СП. Признаки аризонского типа имеются в обрамлении Енисейского кряжа (Байкитская ПУО-II). Регионы широкого распространения ураноносных битумоносных сланцев и пород более сложного литологического состава куонамской свиты и ее аналогов, подвергшихся в условиях воздымания интенсивным гипергенным воздействиям и затронутые разрывными дислокациями, представляют интерес на роннебургский гип уранового оруденения — Оленекско-Анабарская ПУПр (I) с Котуйским ПУР (I-I) и Сетте-Дабанская ПУЗ (III).

Среди металлогенических таксонов мезозойской эпохи наиболее значимой является Енисейско-Алданская ветвь Урало-Енисейско-Алданского ПУПо (IV), приуро-

\* Номера металлогенических таксонов соответствуют номерам на рис. 57.



ченного к внешней периферической части мезозойского орогена. В ее составе выделяются Приангарский ПУР (IV-1), заключающий урановое оруденение, приуроченное к юрским палеодолинам (месторождение Быстрое) и Приалданская ПУЗ (IV-2). Последняя перспективна на палеодолинное урано-битумное и уран-сульфидное оруденение — аналоги известных проявлений этого типа в Березовском ПУР (IV-2-1). На территории Иркутского амфитеатра и в сопредельных районах Тунгусской синеклизы (Тунгусско-Иркутская ПУО-V) \* прогнозируется урановое оруденение, связанное с процессами сернокислотного выщелачивания. На западной окраине Сибирской платформы выделена Бахтинско-Игарская ПУЗ (VI), перспективная на палеодолинный, урано-битумный (уран-сульфидный) и аризонский типы уранового оруденения.

К кайнозойской эпохе на южной окраине СП относится Енисейско-Приленская ветвь Кулундино-Енисейско-Приленского ПУПо (VII). Эта ветвь перспективна на оруденение, связанное с кайнозойскими палеодолинами и особенно развитыми на стыке чехла Сибирской платформы с ураноносными областями сноса обломочного материала — Восточным Саяном (Присаянская ПУЗ-VII-1), Байкальским хр. (Прибайкальская ПУЗ-VII-2), Патомским нагорьем (Припатомская ПУЗ-VII-3) и Алданским щитом (Приалданская ПУЗ-VII-4). Возможность развития окислительного эпигенеза в кайнозойскую эпоху подтверждена работами Сосновского ГТП на Алзамайской поисковой площади. Урановое оруденение некоторых типов, связанное с мезозойской и более древними эпохами, может перераспределяться в кайнозойское время (Байкитская, Тунгусско-Иркутская ПУО и др.).

Интенсивное проявление процессов активизации и магматической деятельности в чехле СП являются основанием для предположения о возможной его ураноносности. Наибольшее значение имеют окраинные части СП, где располагаются выделенные металлогенические таксоны. Дальнейшие мелко- и среднемасштабные металлогенические исследования на уран в пределах этих таксонов следует направить в первую очередь, на выявление палеодолинного оруденения в его типическом (базальные горизонты) и внутриформационном вариантах.

## РУДНО-МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

В чехле СП известны месторождения и проявления черных металлов (железо, титан), цветных металлов (никель, медь, алюминий, свинец, цинк), редких и редкоземельных элементов, благородных металлов (платина, палладий, родий, рутений, иридий, осмий, золото), пьезооптического сырья (исландский шпат), драгоценных и поделочных камней (алмаз, хризолит, агат, аметист и др.), химического сырья (барит, целестин), минеральных удобрений (фосфор) и прочих видов сырья (графит, флогопит, цеолиты).

**Черные металлы. Железо.** В чехле СП известно пять основных железорудных провинций — Ангарская, Тунгусская, Маймечя-Котуйская, включающие раннетриасовые эндогенные месторождения железа, Томторская, содержащая эндогенные проявления девонского возраста, и пятая — Приленская — экзогенные ордовикские месторождения. На северо-востоке центральной части, северо-западе и севере СП известны железорудные проявления, частью со значительными перспективами.

В Ангарской провинции (южная часть СП) месторождения железа ангаро-илимского типа располагаются среди карбонатно-галогенных, реже терригенных формаций от кембрия, ордовика и силура до угленосных терригенных — верхнего

\* Восточная граница этой ПУО показана на схеме. Западная и южная не показаны. Они совпадают с границами СП.

палеозоя и вулканогенных — раннего триаса. Эксплуатируются три месторождения: Коршуновское, Рудногорское, Татьянинское, расположенные в Нижне-Илимском районе. Подготовлены к промышленному освоению крупные Нерюндинское (с валовыми запасами 634 925 тыс. т руды), Копасевское (502 377 тыс. т), Поливское (81 472 тыс. т) и Октябрьское (242 704 тыс. т) месторождения. Прогнозные ресурсы всех месторождений юга СП составляют, по данным Т. С. Калугиной и А. С. Калугина, более 15 млрд т. Железорудные месторождения Ангарской провинции изучались С. С. Смирновым, В. Е. Захаровым, Н. Б. Павловым, В. А. Вахрушевым, Г. И. Антиповым, М. А. Иващенко, М. К. Косыгиным, Л. Г. Страховым, В. Б. Ковалевичем, В. К. Котельниковой, Л. П. Тигуновым, В. В. Богацким, Д. И. Павловым, В. П. Филоненко, Б. И. Чесноковым, В. А. Вахрушевым, А. Е. Воронцовым, Г. С. Момджи, А. Я. Архипенковой, Н. В. Британом, В. Ю. Жарым, Г. С. Фон-дер-Флаассом, А. Г. Полозовым, М. М. Пухнаревичем и др.

Магнетитовые месторождения характеризуются разнообразием рудных тел, связанным с неодинаковыми эрозионными срезами месторождений.

Около 80 % запасов железа Ангарской провинции сосредоточена в стволых структурах размером 100—2000 × 100—1200 м в поперечнике, уходящих на глубину 2 км и более. К поверхности они расширяются и близки к воронкообразной форме, на глубине уплощаются и переходят в щели. Трубочатые тела выполнены мелко- и грубообломочными брекчиями. Среди обломков, кроме осадочных пород и долеритов, присутствуют магнетитовые руды, скарны, серпентин-хлоритовые и хлорит-амфиболовые породы. Цемент брекчий — тонкораздробленный материал тех же пород. Метасоматические породы представлены известковыми и магнезиальными скарнами, эпидотовыми, хлорит-амфиболовыми, серпентин-хлоритовыми и кальцитовыми образованиями. Выделяются вкрапленные, сетчато-прожилковые (штокверковые) руды и участки сплошной руды, содержащей до 90—95 % магнетита. На глубоких горизонтах Коршуновского месторождения вскрыты галит-магнетитовые руды с содержанием галита до 50 %, связанного с толщей кембрийских соленосных отложений [Павлов, 1975; Басков, 1977].

Вторым морфологическим видом рудных образований являются крутопадающие жилы в радиально-трещинных зонах (Капеевское, Рудногорское и другие месторождения) мощностью 0,5—15 м. Они постепенно выклиниваются при удалении от центральной структуры.

Из рудных залежей третьего вида под экраном плотных пород практический интерес представляет пластовая рудная залежь (под Нерюндинским долеритовым силлом мощностью до 120 м). Протяженность ее 2,7 км, площадь 2 км<sup>2</sup>. Пластовые рудные залежи имеются на всех крупных месторождениях ангаро-илимского типа, но развиты они в породах усть-кутской свиты ордовика и верхоленской свиты верхнего кембрия. Протяженность залежей до 250 м от столбообразной структуры. Руды полосчатые: чередующиеся вкрапленные и сплошные метасоматические.

Четвертый вид рудных тел выявлен в слабэродированных месторождениях (Нерюндинское, Капеевское, Октябрьское), представленных чашеобразными структурами, содержащими магнетит-мартитовые осадочные руды. Морфологически они имеют форму мульд, перекрывающих брекчиевые столбы с поверхности. Борты их круто (до 70°) погружаются к центру структуры. Например, на Капеевском месторождении размеры чаши 1300 × 1000 м, глубина ее 590 м. Заполнены чаши вулканомиктовыми алевролитами нерюндинской свиты нижнего триаса. Чашечные известково-магнетитовые песчаники образуют линзы и пласты (до четырех) мощностью 2—4 м. Руды возникли при разрушении скарново-рудных зон месторож-

дений и их переотложений. Кроме магнетита в чашах Нюрюндинского, Юбилейного, Рудногорского и Коршуновского месторождений выявлена более поздняя минерализация гипса, цеолита, исландского шпата, целестина, бора, меди и камнесамоцветного сырья [Татаринов, 1992].

В месторождениях ангаро-илимского типа характерной особенностью считается наличие магнетита с повышенной магнезиальностью (до 6,0–13,5 % и более MgO). Главными рудными минералами являются магнетит, магномагнетит, маггемит, гематит, реже сульфиды. Из нерудных присутствуют хлорит, серпентин, кальцит, гранат и др. Минералы магнезиальных скарнов — форстерит, монтичеллит, шпинель, диопсид, кальцит, магнетит. Среднее содержание железа в магнетитовых рудах 34–40 % (от 15 до 65 %), в концентрате — 64–68 %, содержание серы до 0,06, фосфора до 0,3 % [Сырьевая..., 1969].

Примером магнетитовых месторождений является Нерюндинское, одно из наиболее крупных в Ангаро-Катском районе. Оно сходно с Коршуновским, Рудногорским и Тагарским месторождениями. Нерюндинское месторождение тяготеет к зоне Катского глубинного разлома и залегает среди осадочно-туфогенных пород (бургулинская  $P_1$ , корвунчанская  $T_1$  свиты). Месторождение состоит из двух частей. Главная — «Нерюнгда» и меньшая — «Спутник» [Лисий и др., 1971]. В главной залежи руды и скарны вытянуты в субширотном направлении, круго ( $75^\circ$ ) падают на юг. Протяженность залежи 2 км, мощность до 350 м. Нижняя граница оруденения находится на глубине 1200 м. Рудные тела характеризуются сложным сочетанием сплошных (29 %), брекчиевых (50 %) и прожилково-вкрапленных (30 %) руд, разделенных безрудным скарном. Богатые руды сложены магнетитом (70–80 %), мартитом (2–3 %), реже маггемитом, гематитом, мушкетовитом. Из нерудных присутствуют гранат, кальцит, серпентин, апатит. Содержание общего железа в них 45–63 %. Брекчиевые руды, преобладающие в главной залежи, по составу подобны сплошным рудам. Среднее содержание железа — 32–34 %. Прожилково-вкрапленные руды подразделяются на богатые (28–32 %) и бедные (15–22 %). Разведанные запасы магнетитовых руд Нерюндинского месторождения составляют 634 925 тыс. г руды (на 01.01.97).

Источником вещества магнетитовых месторождений считаются глубинные очаги базальтовой магмы; интрузии долеритов, внедрившиеся в толщу соленосных пород кембрия; докембрийские железоносные толщи фундамента платформы [Платформенная..., 1976 и др.]. Магнетитовые руды Ангаро-Илимской провинции связываются также со щелочно-ультраосновными массивами.

Тунгусская железорудная провинция занимает центральную и западную части СП в бассейнах рек Нижняя и Подкаменная Тунгуски и включает слабоизученные месторождения магнетитовых руд (рек Северная и Летняя, Анакитское, Олонноконское, Камышевский Байкитик, Сурингдаконское, Органовское и др.) с прогнозными запасами руды, каждое, по данным М. Л. Шермана, В. В. Баркова, от 130 до 600 млн т при среднем содержании железа 50–55 %. Прогнозные запасы провинции Т. С. Калугиной и А. С. Калугиным оцениваются в 5 млрд т.

Маймеч-Котуйская и Томторская железорудные провинции расположены соответственно на западном и восточном склонах Анабарского поднятия. Железорудение связано с раннегриасовыми и рифейско-среднепаласозойскими (полихронными) массивами ийолит-карбонатитовой и клинопироксенит-дунитовой формаций. Оно представлено апатит-магнетитовыми (Ессей, Ыраас, Томтор и др.) и титаномагнетитовыми (Гули, Кугда, Бор-Урях) рудами. Оруденение изучалось Е. Л. Бугаковой, Е. М. Эпштейном, Л. С. Егоровым, В. П. Богадицей, Е. Л. Данилиным, А. А. Малышевым, Э. А. Ландой и многими другими. Рудный комплекс объединяет

несколько минеральных типов: апатит-магнетитовый, апатит-форстерит-магнетитовый, кальцит-форстерит-магнетитовый и др. Рудные тела представлены жилами и штокверками, приуроченными к вертикальным трещинам и кольцевым разломам. Руды состоят из магнетита, апатита, форстерита, кальцита, реже флогопита, сульфидов и др. Содержание магнетита колеблется от 10 до 80 %, апатита от 25 до 60 %. Со среднепалеозойским массивом Томтор, судя по интенсивным магнитным аномалиям и данным бурения, также связаны богатые магнетитовые руды.

Примером апатит-магнетитового оруденения является месторождение Ессей, ассоциирующее с массивом ийолит-карбонатитовой формации (см. разд. «Апатит»). Массив Ессей пересекает карбонатные породы ордовика, имеет в плане округлую форму и площадь 10 км<sup>2</sup>. Руды залегают среди кальцитовых карбонатитов, в которых сложены, по данным И. И. Малышева, тремя типами:

- 1) карбонат-apatит-магнетитовыми полосчатой текстуры (железа 30 %, окиси фосфора 5—20 %);

- 2) карбонат-apatит-форстерит-магнетитовыми (железа до 40—50 % и окиси фосфора до 10—15 %);

- 3) апатит-карбонатными (железа в среднем 15 %, окиси фосфора до 10 %).

До глубины 40—85 м руды выветрелые. Прогнозные ресурсы магнетитовых руд оцениваются в 1 млрд т. Титаномагнетитовое оруденение связано с массивами (Гулинским, Бор-Урях, Кугда) клинопироксенит-дунитовой формации Маймеча-Котуйской провинции и приурочено к ультрамафитам: пироксенитам и оливинитам. Рудные пироксениты широко развиты в Гулинском массиве, образуя линзы, гнезда, жилы и залежи, занимающие до 40 % объема пироксенитовых тел. Крупные концентрации титаномагнетита приурочены к центральным и восточным участкам Гулинского массива, мощность их достигает 600 м, протяженность до 5 км.

В интрузии Бор-Урях титаномагнетитом обогащены пегматоидные жилы мощностью 0,2—2 м, протяженностью от 20 до 100 м. Титаномагнетит составляет до 40 % породы. Максимальные содержания окиси титана (16—18 %) характерны для рудных клинопироксенитов Гулинского массива. Для оливинитов интрузий Кугда и Бор-Урях — 5,5—13,6 % окиси титана. Общие содержания железа в рудах варьируют от 10 до 30 %, а запасы, по данным Л. С. Егорова и Ю. Р. Васильева, достигают сотен миллионов тонн. Генезис руд в пироксенитах и оливинитах постмагматический. Прогнозные запасы титаномагнетитовых руд в Маймеча-Котуйской провинции оцениваются более чем в 10 млрд [Синяков, 1988]. Аналогичное титаномагнетитовое оруденение (рудные пироксениты) приурочено к массиву Кондер на юго-востоке Алданского щита. Оно расположено на периферии ультраосновного дунитового ядра массива и имеет полосчатое строение: чередование клинопироксенитов с титаномагнетитом. Рудные минералы представлены, кроме титаномагнетита, магнетитом, ильменитом, а также сульфидами. В юго-западной части массива Кондер среди оливинитов залегает серия субпараллельных жилоподобных тел пегматоидных клинопироксенитов мощностью 400 м. Титаномагнетит и ильменит в пегматоидах составляют до 40 % [Геология..., 1994].

Приленская железорудная провинция расположена на междуречье Нижней Тунгуски и среднего течения р. Лена. Она включает железорудный бассейн герригенных прибрежно-морских отложений ордовика с осадочными гидрогетит-гематитовыми оолитовыми рудами с сидеритом, магнетитом, фосфоритами. Бассейн контролируется криволинейной пестроцветной песчано-глинистой формацией. По данным Ф. В. Никольского и др., железорудные слои в нижней ее части образуют два горизонта. Нижний слагают оолитовые гематитовые руды и оруденелые алевролиты мощностью 2—3 м в виде пластов и линз с содержанием 30—45 % железа. Верхний

горизонт сложен ожелезненными алевролитами и песчаниками мощностью 3—5 м. Руды представлены оолитами (2—3 мм) и обломками раковин, сцементированными гидроокислами железа и карбонатом. Максимальные концентрации руд в виде пластообразных тел приурочены к западинам дна бассейна. Ичерское, Чембаловское, Захаровское месторождения имеют запасы до 1 млрд т. Прогнозные запасы всего бассейна составляют 5 млрд т [Калугина, Калугин, 1980].

Кроме вышерассмотренных провинций железных руд, в центральной части Тунгусской синеклизы [Филоненко, 1977] в бассейнах рек Таймура, Иритка и Илимпея широко развиты проявления магнетита и ожелезненные гидротермально-метасоматические породы, развивавшиеся по вулканогенно-осадочным и угленосно-терригенным образованиям карбона, перми и триаса. Рудные тела залегают на глубинах 80—100 до 380 м и проявляются в виде магнитных аномалий значительной интенсивности.

Также известны среднепалеозойские гидротермальные проявления магнетита с запасами до 50 млн т в среднем течении р. Лена (Усть-Бирюкское, Дабанское, Олекминское и др.) [Масайтис и др., 1975].

Кроме того, на северо-западе и севере СП в верхних пегматоидах эндоконтактов интрузий долеритов (Джелтулская, Озерная, Хунктукуская) в виде вкрапленных и сплошных руд железо встречается в самородной форме. Максимальный вес слитка самородного железа, обнаруженный на р. Хунктукун, по данным В. В. Рябова и др., весит около 10 т.

**Титан.** Среди титановых месторождений и проявлений известны эндогенные, связанные с массивами клинопироксенит-дунитовой формации севера СП (гулинский комплекс) и Алданского щита (кондерский комплекс), а также россыпные месторождения, локализованные на юге СП. Эндогенные месторождения титаномагнетита описаны выше в разделе «Железо».

Экзогенные месторождения ильменита изучали Ф. Г. Долгов, Э. Н. Лобеева, В. А. Блинов, К. А. Дюбек, Л. С. Кузьмина, А. Ф. Китайник и др. Они связаны с корами выветривания и россыпями. Одно из месторождений ильменита — Мадашанское — локализуется в высокоглиноземистой (латеритной) коре выветривания мезозойского возраста, развитой по долеритам. Месторождение расположено на р. Ангара. Площадь его 10 км<sup>2</sup>, мощность рудных тел — 10 м при среднем содержании ильменита 42 кг/м<sup>3</sup>. Попутный компонент руд циркон (0,6 кг/м<sup>3</sup>). Тулунское россыпное месторождение [Россыпные..., 1997] расположено на р. Ия, залегает в песчаниках трошковой свиты нижней юры и состоит из нескольких россыпей. В. А. Блиновым выделяются два их типа: прибрежно-озерно-дельтовые (мугунский тип) и заболоченных озер (козаковский тип). Содержания ильменита от 20 до 40 кг/м<sup>3</sup>. Ильменит составляет 93 % тяжелой фракции. Среднее содержание диоксида титана в рудных песках месторождения достигает 3,1—3,4 %. Запасы Тулунского месторождения не утверждены, так как не разработана технология извлечения ильменита.

**Цветные металлы. Никель.** На территории России крупнейшие сульфидные никелево-медные (с кобальтом, платиноидами и золотом) месторождения расположены в Таймырском национальном округе. Высокая ценность месторождений этого региона — Норильского I, Талнахского, Октябрьского и др. — связана с комплексностью руд. Кроме никеля и меди из них извлекаются кобальт, платина, палладий, родий, рутений, иридий, осмий, золото, серебро, селен, теллур, сера. Богатые руды норильского типа идут без обогащения в металлургическую переработку. На их базе работают металлургические комбинаты Норильска и Кольского полуострова. Изучением норильских платиноидно-никелево-медных месторожде-

ний занимались А. Д. Генкин, М. Н. Годлевский, В. В. Дистлер, Д. А. Додин, О. А. Дюжиков, Т. Л. Евстигнеева, В. В. Золотухин, И. А. Зотов, В. М. Изойтко, И. А. Коровяков, В. К. Котульский, И. П. Лапутина, Г. Б. Роговер, С. Ф. Служеникин, В. К. Степанов, А. В. Тарасов, Е. В. Туганова, Д. М. Туровцев, Н. Н. Урванцев, А. А. Филимонова, В. А. Шатков и др. Сульфидные платиноидно-никелевомедные месторождения в Норильском регионе совпадают по объему с нижней частью расслоенных промышленно-рудоносных интрузивов талнахско-норильского типа, а также с подстилающими (реже перекрывающими) осадочными породами. Интрузивные тела залегают в карбонатно-глинистых (с ангидритом) и герригенных, реже вулканогенных породах от девона до нижнего триаса, пересекая их под углом 5—15°. Их протяженность — десятки километров при мощности от 100 до 360 м. Форма интрузивов хонолитаобразная, осложненная раздувами, пережимами, разветвлениями. Реже наблюдаются кругосекущие тела (Норильск II). Сложены интрузивы несколькими горизонтами пород. Обобщенный разрез рудоносного интрузива приводится (сверху вниз):

1. Габбро-диориты со шлирами лейкогаббро (вверху), среди последних содержатся линзы пикритовых и оливиновых «такситовых» габбро-долеритов с бедным сульфидным и богатым платиноидным оруденением. Мощность шлиров и линз лейкогаббро от 1 до 50 м. Габбро-диориты в верхнем экзоконтакте переходят в кислые метасоматиты. Мощность горизонта от 10 до 100 м (и более).

2. Габбро-долериты (верхние). Вверху горизонта содержат кварц, сильно изменены (амфиболизированы, альбитизированы), внизу представлены менее измененными оливинсодержащими долеритами. По оливину развивается иддингсит. Мощность горизонта 25—120 м.

3. «Пикритовые габбро-долериты» зонального по вертикали строения. Средняя часть горизонта сложена плагиооливинитами, плагиоверлитами обычно серпентинизированными, которые ниже и выше переходят в почти не измененные меланократовые троктолиты, габбро-троктолиты и оливиновые габбро. Иногда имеется несколько горизонтов перечисленных пород. Общая мощность — от 20 до 100 м и более. К горизонту приурочена богатая сульфидная вкрапленность.

4. Габбро-долериты (нижние), так называемые «такситовые габбро-долериты», оливинсодержащие, местами безоливиновые. Присутствуют реликты плагиооливинитов, плагиоверлитов, меланотроктолитов и троктолитовых габбро-долеритов, аналогичных третьему горизонту. Весь горизонт содержит неравномерно распределенную сульфидную вкрапленность. Общая мощность — 30—60 м.

5. «Контактные» мелкокристаллические оливинсодержащие долериты с сульфидной вкрапленностью. Мощность 1—3, реже до 25 м.

Третий и особенно четвертый горизонты неоднородны по структуре и составу, что обусловлено чередованием меланократовых и лейкократовых участков пород.

Рудоносные интрузии окружены ореолом метаморфизованных и метасоматически измененных пород. Их мощности — до 100—200 м, в кровле выше, чем в подошве. Они представлены роговиками, щелочными метасоматитами, магнизиальными и известковыми скарнами, образовавшимися при контактовом воздействии интрузий и при изменении глубинными флюидами, связанными с высокой проницаемостью рифтогенной системы и выносом к поверхности в ее пределах концентрированного потока энергии и разноглубинного вещества [Малич, Туганова, 1995].

Наиболее крупными (уникальными) месторождениями являются Норильск-1, Талнахское и Октябрьское, содержащие более половины запасов никеля, меди, кобальта и платиноидов России и обеспечивающие потребности ее более чем на 70 %,

включая экспорт. Эти месторождения разрабатываются РАО «Норильский никель», обеспечивая его минерально-сырьевую базу до 2050 г. Месторождения имеют высокую степень разведанности, запасы превышают прогнозные ресурсы вдвое, активные запасы также вдвое больше забалансовых [Минерально-сырьевая..., 1995].

Талнахское и Октябрьское месторождения расположены в юго-западной части Хараелахской мульды. Они связаны с расслоенной ультрамафит-мафитовой интрузией, имеющей форму хонолита, погружающегося на север. Интрузия состоит из трех частей: юго-западной (включая центральную) и северо-восточной (Талнахское месторождение), а также северо-западной (Октябрьское месторождение). Юго-западная вытянута вдоль главного шва Норильско-Хараелахского разлома на 9 км и расположена в грабене. Мощность этой части интрузии от нескольких метров на юге до 160 на севере. Северо-восточная часть интрузива вытянута на 20 км вдоль Норильско-Хараелахского разлома, ширина ее до 1200 м, а максимальная мощность 216 м. Октябрьское месторождение приурочено к северо-западной (Хараелахской) части Талнахского интрузива, протягивающегося от оз. Кыллах-Кюель к оз. Сапог. Рудоносная интрузия залегает в мантуровской и разведочнинской свитах среднего девона. Мощность интрузива достигает 260, в среднем составляя 100 м.

Оруденение в Талнахском и Октябрьском месторождениях представлено вкрапленными (в интрузии) жильными, залежными и прожилково-вкрапленными (в нижнем экзоконтакте) рудами. Сложное строение интрузива (с раздувами, пережимами) определяет сложную морфологию вкрапленных руд. Залежи массивных руд Октябрьского месторождения имеют мощность до 45 м, протягиваясь на сотни метров.

Прожилово-вкрапленные руды имеют промышленное значение только в кровле юго-восточного Хараелахского интрузива, где залегают в метасоматитах верхнего девона, в западной части его развиты «брекчиевидные» руды, заключенные между его апофизами.

Вкрапленные руды приурочены к «пикритовым и такситовым габбро-долеритам», сложенным чередующимися участками плагиооливинитов, плагиоверлитов, меланотроколитов, оливиновых габбро и даже анортозитов. Они имеют мощность от 40 до 100 м. Содержание цветных металлов в сумме — 1,5 мас. %, при отношении меди к никелю 2 : 1. Содержание серы до 3,7 мас. %. В «пикритовых» габбро-долеритах сульфиды образуют интерстиционные (менее 2 мм) и каплевидные вкрапленники (1—3 см), расслоенные на халькопиритовую и пирротиновую части. Реже присутствуют линзы (5—15 см) и прожилки. В вертикальном разрезе горизонты вкрапленных руд в ультрамафитах зональны. В центральных частях они представлены троилитом, кубанитом, железистым пентландитом и талнахитом. Вниз и вверх по разрезу появляется троилит и сростки гексагонального и моноклинного пирротина. В «такситовых» габбро-долеритах развиты ассоциации сульфидов, обогащенные халькопиритом. Вкрапленные руды характеризуются наименьшими абсолютными концентрациями элементов платиновой группы (ЭПГ) из всех типов руд, но наибольшими относительными (в пересчете на сульфидную массу) содержаниями их [Геология..., 1994]. Массивные рудные тела сложены пирротиновыми рудами (60—65 % пирротина, 15—20 % халькопирита, 10—15 % пентландита и 50 % магнетита). В периферийных участках увеличивается количество халькопирита (до 40 %) и моноклинного пирротина при более сложной зональности (Хараелахская залежь) с образованием халькопирит-кубанитовых, кубанит-халькопиритовых и кубанит-халькопирит-пирротиновых руд. Массивные руды имеют существенные содержания платиноидов. Наибольшее их количество в зональных рудных телах талнахитового—моихукитового (Pt = 10—25; Pd = 40—100 г/т), несколько меньше — кубанитового (Pt = 3,4—4,9, Pd = 19—23 г/т) составов. Редкие ЭПГ (рутений, иридий,



осмий) концентрируются в виде твердых растворов в сульфидах: в пирротине и пентландите. Родий изредка образует собственный минерал — холингвортит. Палладий и платина встречаются в виде собственных минералов [Геология..., 1994]. Прожилково-вкрапленные руды экзоконтакта образуют ореол вокруг массивных руд мощностью до 3—10 м. Они имеют полосчатую или брекчиевую текстуру. «Обломки» пропитаны тонкой вкрапленностью сульфидов, цемент слагают массивные руды. Зональность выражается в изменении ассоциации пирротин-халькопирит-пентландит (по мере удаления от массивных руд) на ассоциацию халькопирит-пентландит и затем на халькопирит-миллерит-пирит-борнит. Часто встречаются сфалерит, галенин, джерфшерит (до 15 %); вторичные — марказит, магнетит, валерит, виоларит, полидимит, миллерит и др. Эти руды названы «медистыми». Отношение Ni/Cu — 0,2. В них увеличивается доля ЭПГ (см. «Благородные металлы»). Иногда прожилково-вкрапленные руды располагаются в интрузиве на удалении 2—5 м от его нижнего контакта. Они имеют линзовидную и пластообразную форму и достигают нескольких метров. Содержание сульфидов до 40 %. Размер вкрапленников до 3 мм, прожилков — до 15 см мощности. Зональность та же, что и в экзоконтактах. Концентрация ЭПГ близка к массивным рудам, обогащенным медью [Геология..., 1994].

Кроме уникальных, известен ряд забалансовых сульфидных никелево-медных месторождений, приуроченных к ультрамафит-мафитовым Черногорскому, Имангдинскому и другим интрузивам, отличающимся меньшим масштабом вкрапленного оруденения и отсутствием массивных руд, но близким по морфологии и мощности. О происхождении платиноидно-никелево-медных месторождений Норильского района высказываются различные гипотезы, но несомненно одно, что их образование обусловлено сложными геодинамическими процессами развития региона и магматических и рудных систем, формирующихся в его пределах. Наиболее убедительной является модель формирования месторождений на основе развития сульфидно-силикатных магматических систем, эволюционирующих в режиме внутриконтинентального рифтогенеза. Традиционные представления о норильских рудоносных интрузивах как о продукте дифференциации толеит-базальтовой (либо пикритовой) магмы в интрузивной камере противоречат имеющимся данным [Туганова, 1991, 1994]. Особенно это касается дискретности состава ультраосновных пород и габброидов на петрохимическом, минералогическом и геохимическом (в том числе на изотопном) уровнях [Туганова, Шергина, 1997].

Рудные элементы, характерные для сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений, имеют разноглубинный источник вещества и определяются геохимической специализацией оболочек Земли, где происходило зарождение диапиров, выплавление магм и отделение флюидов [Щеглов, Говоров, 1985]. Сульфиды главнейших медно-никелевых месторождений изначально тесно связаны с ультрамафитами. В случае норильских месторождений ассоциация их с габброидами имеет вторичный характер и обусловлена дебазификацией ультрамафитов. Этап глубинной эволюции мантийного вещества в них затушеван последующими флюидно-магматическими процессами, переносящими платиноиды с глубин (400—500 км) мантии, а также процессами ассимиляции корового вещества. Норильские месторождения относятся к полигенным, а возможно, и к полихронным [Туганова, Шергина, 1997].

С некоторыми интрузивами троктолит-долеритов (курейский тип), ранее огносившихся к норильскому, на СП связаны небольшие проявления сульфидов (их более 400) главным образом пирит-пирротинового состава. Они расположены в пределах Тунисской синеклизы, преимущественно на ее западном борту. Примерами являются Кулюмбинское, Горбиачинские (гора Мирдза и др.), гора Озерная, Джал-



тулское, гора Подкова (на р. Курейка) и др. [Старицкий, Туганова, 1965]. Все они содержат малые количества никеля и меди и не имеют практического значения.

*Медь.* Медные руды известны в комплексных уникальных сульфидных никелево-медных (с платиноидами, кобальтом, золотом и серебром) месторождениях (Талнахское, Октябрьское, Норильск-I и др.) раннего триаса на северо-западе СП; в стратиформных месторождениях медистых песчаников (Гравийское, Сухарихинское) позднепротерозойско-ранневендского возраста; в целитово-медных проявлениях севера СП в базальтовой толще триаса (Арылахское «месторождение») и в позднекембрийских проявлениях Иркутского амфитеатра и бассейна р. Подкаменная Тунгуска.

Сульфидные комплексные никелево-медные руды рассмотрены в разделе «Никель».

Стратиформные месторождения позднепротерозойско-ранневендских медистых песчаников расположены в восточной части Игарского выступа. Их изучали Г. Б. Роговер, В. И. Драгунов, В. Ф. Ржевский, Н. А. Никифорова, Н. С. Малич, Г. К. Шкляр, О. И. Олешкевич, Е. И. Кондратьев, А. Е. Мирошников, К. М. Чехович, А. Б. Душаткин, М. М. Макеев и др. Медное оруденение тяготеет к трем стратиграфическим уровням, располагающимся в подошве и средней части красноцветной излучинской и в основании вышезалегающей сероцветной терригенно-карбонатной сухарихинской свит, выполняющих Сухарихинско-Плахинский приорогенный прогиб. Примерами месторождений этого типа являются Гравийское и Сухарихинское, описанные по данным В. Ф. Ржевского. На Гравийском месторождении рудная минерализация приурочена к границе излучинской и сухарихинской свит. Месторождение представлено пятью пластообразными рудными телами мощностью от 1 до 5 м. В зоне Основного разлома, ограничивающего месторождение с запада, рудные тела сливаются, образуя единую залежь с зазубренными контурами. В раздувах мощность ее от 15 до 34 м. Залежь вытянута в субмеридиональном направлении вдоль «Опасного» разлома и прослежена по простиранию на 3,5 км. Ширина залежи от 700 до 1500 м. Содержание меди в рудных телах варьирует от 0,4—1,0 до 3—6 % (среднее 1,5 %). Главными минералами являются халькозин и борнит. Рудные тела окружены ореолом бедной минерализации с мощностью до 50 м. Увеличение мощности меденосной толщи до 200 м наблюдается над «русловым потоком», заполненным серыми конгломератами. В ореоле преобладают халькопирит, пирит, галенит, борнит, сфалерит. Руды и боковые породы кроме меди содержат повышенное количество серебра (10—100 г/т), свинца (0,41—0,46 %), вольфрама (0,01—0,1 до 0,5). Рудовмещающие породы, особенно вдоль разлома, окварцованы, карбонатизированы и хлоритизированы. По запасам меди Гравийское месторождение относится к средним. Возможен прирост запасов за счет глубоких горизонтов (100—400 м) и северных флангов.

Сухарихинское месторождение приурочено к нижним слоям сухарихинской свиты. Оно состоит из двух рудных залежей, расположенных одна над другой, и жилы массивных халькозин-борнитовых руд. Нижнюю залежь образует вкрапленность халькозина и борнита в песчаниках основания сухарихинской свиты. Ее ширина 800—1000, длина — 1500 м. Мощность залежи от 4 до 16 м, содержание меди от 0,42—1,0 до 1,6—4,78 %. Верхняя залежь локализуется в известняках, залегающих в 100 м от подошвы свиты. Мощность залежи от 1 до 30 м. Она содержит вкрапленность и прожилки халькопирита, борнита и халькозина. Количество меди от 0,4—1,0 до 6 %.

Жила халькозин-борнитовых руд («Шлир Одинца») локализуется в зоне дробления, пересекающей Верхнюю залежь, и сложена халькозином и кальцитом, в кото-

рые погружены «рудные валуны» халькозиновых руд. Ширина «Шира Одица» 8—10, длина 35—40 м. Содержание меди — 26,9 %. Руды Сухарихинского месторождения содержат серебра до 30 г/т во вкрапленных рудах и до 330 г/т в жильных. Меденосные образования отличает сероцветная окраска и низкие (0,01—0,5) значения коэффициентов окисления (против 2,05—5,7 в красновестах). Рудная минерализация располагается вдоль цветной границы, вдоль раздела сред с окислительными и восстановительными условиями. В сероцветах рудная минерализация тяготеет к более крупнозернистым фациям пород, свойственных активной гидродинамической обстановке.

Прогнозные ресурсы меди в Игарском районе утверждены Роскомнедра на 01.01.93 в количестве 700 тыс. т, в том числе по  $P_1$  — 300 тыс. т по Гравийскому месторождению со средним содержанием меди 1,99—2,66 % и по  $P_2$  — 400 тыс. т по Северо-Гравийскому участку со средним содержанием  $Cu$  2 %. В 1997 г. были подсчитаны прогнозные ресурсы меди по категории  $P_2$  по четырем наиболее перспективным участкам до глубины 800 м, в том числе: 1) по Северо-Гравийскому 1400 тыс. т (принято 400 тыс. т), 2) по Чернореченскому — 1600 тыс. т, 3) по Моргуновскому — 1500 тыс. т, 4) по Рудногорскому — 2300 тыс. т.

На Севере СП обнаружено несколько десятков проявлений самородной меди в бассейнах рек Самоедская речка, Маастах-Сала, Авам, Аян, район оз. Дюнкун и др., приуроченных к верхней части разреза туфолоавовой толщи раннего—среднего (?) триаса. Медь концентрируется в миндалекаменных базальтах и туфах. Установлено несколько меденосных горизонтов, в том числе меденосная стратиформная залежь (Арылахское месторождение), тяготеющая к зоне Кыстыктахского разлома, расположенного на сочленении Иконской и Большеавамской мульды. Медепроявления залегают в брекчированных карбонатных породах, в карбонатизированных туфах, реже в базальтах. Главный рудный минерал — самородная медь; нерудные — кальцит, цеолиты, кварц и др. Сульфиды представлены халькозином, ковеллином, халькопиритом, пиритом. В зоне окисления встречаются куприт, тенорит, гидроокислы железа, малахит, азурит, хризоколла, ковеллин, халькозин. Медь находится в ассоциации с цеолитом (ломонтитом) в виде тонких прожилков и вкрапленности; выполняет миндалины и образует гнездовые скопления. Размер зерен до 0,5—1, скоплений — 2—5 см, реже наблюдаются самородки размером до 15—20 см, массой до 2 кг. В делювии найден самородок, весящий 24 кг. Самородная медь чистая (99,65 % меди). Распространенной примесью в ней является серебро (до 163 г/т) [Дюжигов и др., 1976].

Перспективы расширения меднорудной базы СП связываются также со средне-позднедокембрийской эпохой (см. с. 325).

**Алюминий (нефелин).** На СП известны среднепалеозойские и мезозойские месторождения алюминия (в нефелине), расположенные на западном (бассейны рек Маймеча и Котуй) и восточном (бассейн р. Уджа) склонах Анабарского поднятия.

Богатые нефелином породы приурочены к среднепалеозойской ийолит-карбонатитовой формации, представленной массивами Богдо и Томтор (площадью до 350 км<sup>2</sup>), расположенных в бассейне р. Уджа. Сложены они щелочными и нефелиновыми сиенитами в ассоциации с породами ювит-уртитовой серии. Содержание нефелина в ювитах 65—80 % объема породы. Количество глинозема в них 19,5—22,1 % (оксидов железа 5,5—6,4 %). Нефелиновые сиениты содержат 18,0—22 % окиси алюминия и 4,9—7,0 % оксидов железа.

В Маймеча-Котуйской провинции в качестве нефелинового сырья на раннетриасовом массиве Одихинга рассматриваются породы мельтейгит-уртитовой серии. По данным химического анализа бороздовых проб из ядра массива, ийолиты и уртиты

содержат (мас. %):  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 21,36; 28,76; 24,94; 31,18;  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 8,55; 3,29; 3,66; 6,3; 5,9;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 8,2; 12,0; 11;  $\text{K}_2\text{O}$  — 3,7; 5,10; 4,7. Запасы нефелинового сырья (с содержанием 20—28 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) составляют 5—8 млрд т. [Металлогеническая..., 1987]. В массиве Маган большая (более 25 км<sup>2</sup>) площадь развития ийолитов, ийолит-уртитов и магнетит-нефелиновых пород с содержанием глинозема 20—22 % и выше.

**Бокситы.** Наиболее перспективными являются западный склон Анабарского поднятия (Северо-Сибирская провинция), Приенисейская часть СП, Чадобецкий и Прибайкальский районы. Изучением мел-палеогеновой бокситоносности этих районов занимались К. В. Боголепов, Е. И. Пельтек, Ф. Т. Пасова, С. Л. Спирин, А. П. Шевцов, Ю. А. Забиров, В. П. Чеха, Л. Л. Исаева, В. Г. Рыбаков, С. П. Алексеев, А. Д. Слукин, Ж. В. Домбровская и др.

На западном склоне Анабарского поднятия в Муруктинской и Билляхской впадинах, в карстовых воронках выявлены мезозойско-кайнозойские бокситы мощностью до 26 м. Установлено два проявления — Алы-Саардахское и Муустахское [Забиров, Чеха, 1978]. Алы-Саардахское проявление приурочено к останцу нижнетугаланской поверхности выравнивания с отметкой 360—390 м, где фиксируются карстовые воронки диаметром 20—30 м, выполненные желто-красными глинами с обломками каменистых бокситов, аллитов и бурых железняков. Бокситы структурные, иногда бобово-обломочные. В них содержится до 38,5 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 1,5—4,8 %  $\text{SiO}_2$ . Кремневый модуль от 7,5 до 24,7 %. Минеральный состав бокситов — гетит-гипсбитовый, аллитов — каолинит-гетит-гипсбитовый, глин пестроцветных — гипсбит-каолинитовый с примесью гидрослюда.

Муустахское бокситопоявление представлено грубосортированной обломочно-глинистой массой с каменистыми бокситами.

Характерным месторождением латеритного типа является Сухолембинское, приуроченное к одноименной впадине юго-запада СП. В его разрезе, по данным Е. И. Пельтека, установлены переходы от свежего долерита через зону дезинтеграции (3 м), зона полиминеральных глин гидрохлорит-монтмориллонитового состава (2 м), зона каолинитовых и бокситовых глин (3—5 м) к глинистым бокситам зоны обогащения латеритного профиля (до 1,5 м). На различные горизонты коры выветривания ложится осадочный рудный горизонт, образующий плачевидную залежь мощностью до 8 м.

На Чадобецком куполе известно наиболее крупное на СП месторождение бокситов — Центральное котловинного (Е. И. Пельтек, Ф. Г. Пасова, С. Л. Спирин) типа, расположенное в северном ядре купола среди терригенно-карбонатных пород верхнепротерозойского возраста. Месторождение приурочено к депрессии, выполненной толщей рыхлых бокситоносных песчано-глинистых пород мезозойско-кайнозойского возраста. По данным Ф. Г. Пасовой и С. Л. Спирина, на Центральном месторождении выделяются пачки подрудная (520 м), рудоносная (от 53 до 152 м) и надрудная (25 м). В южном ядре Чадобецкого купола выявлено бокситопоявление Чуктокон. На Чадобецком куполе (внешнее кольцо) известны мелкие карстово-полевые месторождения бокситов Иджибек и Пуня, расположенные в известняках нижнего кембрия.

В Прибайкальском прогибе развиты палеогеновые бокситоносные отложения, приуроченные к впадинам. По данным В. Г. Рыбакова, С. П. Алексеева, А. Д. Слукина и Ж. В. Домбровской, они осложнены карстовыми депрессиями. Зона бокситоносных пород длиной 1000 км и шириной 40—100 м протягивается вдоль Байкало-Пагомского нагорья. Размер впадин до 65 × 15 км. Известно до 100 впадин. Выявлены небольшое Колсахайское месторождение и проявления бокситов и аллитов

(В. И. Бгатов и др.). Рыхлые и каменистые бокситы гиббситового состава располагаются в каменной свите палеогена. Среднее содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 44,8,  $\text{SiO}_2$  — 12,0,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 13,4 %. Кремневый модуль 3,15—24,2 (средний 3,7).

**Свинец, цинк.** Месторождений этих металлов в чехле СП не выявлено. Перспективы их обнаружения рассмотрены на с. 325—327.

**Редкие металлы и редкоземельные элементы.** Месторождение редких металлов и редких земель связано с ийолит-карбонатитовым массивом Томтор, расположенным в Уджинском районе (северо-запад Республики Саха, Якутия). Проявления ассоциируют с аналогичными массивами в Маймеча-Котуйской провинции севера СП и со щелочными сиенитами в Игарском районе на ее северо-западе. Существенные концентрации связаны с девонским зиминским комплексом и позднерифейским арборастахским. С крупным (до 350 км<sup>2</sup>) ийолит-карбонатитовым массивом Томтор, расположенным на водоразделе рек Чимара—Уджа (в своде Уджинского поднятия) связано уникальное месторождение редких металлов и редких земель [Геохронология..., 1992; Орлов, 1994]. Более 80 % массива погребено под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений мощностью до 60 м. Эндогенный рудный комплекс представлен камофритами и карбонатитами. Гипергенный рудный комплекс сложен корой выветривания карбонатных метасоматитов. По карбонатитам массива развита мощная остаточная кора выветривания допермского возраста, перекрытая пермскими и юрскими терригенно-осадочными породами мощностью до 150 м.

Практический интерес на ниобий и редкие земли представляют горизонты богатых руд переотложенных кор выветривания с содержанием 4—5 % оксида ниобия, 10 % редких земель, 0,6 % иттрия. Руды рассматриваются как природные концентраты. Месторождение уникально по запасам богатых руд и способно обеспечить крупный горнодобывающий объект на несколько десятилетий [Орлов, 1994]. В связи с кальцитовыми карбонатитами ассоциируют многие известные месторождения ниобий-танталовых руд (гатчеттолитовых и гатчеттолит-пироксеновых) и ниобиевых (пироксеновых) руд. По данным А. А. Фролова, из 250 карбонатитовых массивов мира каждый третий содержит тантало-ниобиевую минерализацию промышленных масштабов. В крупных телах (Луеше, Аракса) запасы ниобия оцениваются в сотни тысяч, иногда до миллионов тонн. Более 90 % запасов ниобия сосредоточено в пироксеносодержащих карбонатитах. Практический интерес представляют также апатит-магнетитовые руды, из которых возможна попутная добыча пироксенового, гатчеттолитового и бадделеитового концентратов. С анкеритовыми карбонатитами связаны проявления редких земель цериевой группы — паризита, бастензита, монацита.

В Маймеча-Котуйском районе выявлено пироксеновое месторождение в карбонатитах Гулинского массива. С Долбыхским массивом связано проявление пироксена в метасоматически измененных экзоконтактовых мраморах. Не исключено скрытое редкометалльное оруденение на глубине. В массиве Кугда имеются перовскит-титаномagnetитовые и перовскитовые руды, приуроченные к флогопитизированным форстерититам. Перовскит образует гнезда на площади 0,3 км<sup>2</sup> в ассоциации с магнетитом, апатитом и магнезиальной шпинелью. Запасы перовскит-титаномagnetитовых руд не подсчитывались, но, по-видимому, достигают многих сот миллионов тонн. Возле небольшого (1 км<sup>2</sup>) массива Чангит залегают несколько крутопадающих тел редкометалльных (пироксеновых) карбонатитов. Размеры их — десятки метров в поперечнике. Содержание пятиоксида ниобия 0,1—0,2 % [Металлогеническая..., 1987]. Главным типом рудных концентраций в кальцитовых карбонатитах Алданского щита (массивы Арборостах, Ингили) является вкрапленное редкометалльное оруденение, которому сопутствуют апатитизация,

альбитизация и карбонатизация. Рудные тела с редкометалльной минерализацией представлены полями развития жил, а также массивами различных размеров [Геологические..., 1974]. Кроме того, в чехле СП в Присяжные локализуется среднепалеозойская (300 млн лет) ийолит-карбонатитовая формация (зименский комплекс), основную практическую ценность которой имеют редкометалльные карбонатиты [Додин, 1979].

В пределах Игарского поднятия выявлены интрузии щелочных сиенитов (западно-гравийский комплекс), содержащие повышенные концентрации редких элементов [Малич, Туганова, 1997], они имеют штокообразную форму и прослежены на глубину 250 м. Количество ниобия в сиенитах на порядок выше кларка земной коры ( $K_k = 10-12$ ), циркония в 5—6 раз, иттрия в 1,5—2 раза. Также повышенно количество бериллия, олова, лития, молибдена, бария, галлия, свинца, цинка.

**Благородные металлы. Платина и платиноиды.** В чехле СП на ее северо-западе известны коренные, техногенные и россыпные месторождения МПГ. К коренным относятся сульфидные платиноидно-никелево-медные, приуроченные к нижним частям раннемезозойских ультрамафит-мафитовых интрузий талнахско-норильского типа, и «малосульфидные», локализующиеся в верхних пегматоидах тех же интрузий; к техногенным относятся месторождения хвостохранилищ Норильского района. В связи с ультрамафитами Маймеча-Котуйской провинции связаны проявления МПГ. К россыпным месторождениям относятся:

1) платино-палладиевые россыпи, также связанные с норильскими сульфидными месторождениями:

2) иридисто-осмиевые россыпи, развитые в пределах клинопироксенит-дунитовых массивов (Гули и др.) севера СП [К. Н. Малич, 1999];

3) россыпи иридисто-платинового состава, ассоциирующие с аналогичными массивами Алданского щита (Кондер, Инагли и др.).

Кроме того, известен ряд россыпепроявлений родисто-платинового (якутский тип) и платинового состава (алданский тип).

Коренные месторождения талнахско-норильского типа являются основной минерально-сырьевой базой металлов платиновой группы (МПГ) России. Они приурочены к нижним частям и подстилающим горизонтам ультрамафит-мафитовых интрузивов оливинит-габбровой формации и ассоциируют с тремя промышленными видами сульфидных Cu—Ni-руд: массивными, медистыми прожилково-вкрапленными и вкрапленными. Месторождения МПГ — Талнахское, Октябрьское, Норильск I и др. — изучались А. Д. Генкиным, В. В. Дистлером, С. Ф. Служеникиным, Б. А. Яцкевичем, В. В. Рябовым, О. А. Дюжиковым, Г. Л. Евстигнеевой, И. П. Лапутиной, А. Ю. Малевским и др. Руды МПГ сложены самородными металлами группы платины и их сплавами, с железом, медью, никелем, кобальтом; интерметаллидами — соединениями платины и палладия со свинцом, сурьмой, висмутом, мышьяком и теллуrom; сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами платиновых металлов. Существенные количества элементов платиновой группы (ЭПГ) (палладия, родия, рутения, иридия, осмия) включены в решетку сульфидов. Основной ценностью являются массивные сульфидные руды (крупные пласты, линзы и залежи до 45 м мощности), содержащие до 30 % разведанных запасов МПГ. Концентрация МПГ возрастает от вкрапленных руд в интрузивах к прожилково-вкрапленным и массивным рудам экзоконтактов, а также от пирротиновых массивных руд к халькопиритовым и моихукитовым, достигая 300 г/т. Палладий преобладает над платиной. Родий, иридий, рутений и осмий установлены в виде изоморфной примеси, главным образом в пирротине. Во вкрапленных рудах наиболее высокие концентрации палладия, родия, рутения, иридия и осмия в железо-

никелевых сульфидах по сравнению с теми же минералами массивных руд. По данным В. В. Дистлера концентрация МПГ (в сумме) в первых в 7 раз выше, чем во вторых. Для платины преобладающий вид состояния — минеральный. Развита минералы группы атокит-рустенбургит, изоферроплатина, сперрилит. Анализ сростаний минералов платиновых металлов показывает, что их кристаллизация происходит после сульфидов из постмагматического флюида [Вкрапленные..., 1998]. Прогнозные ресурсы платиноидов в Норильском рудном районе составляют, по данным Б. А. Яцкевича и др., до 30 % запасов Бушвельдского комплекса. Из месторождений Талнахского, Октябрьского и Норильск I извлекается 90 % МПГ России [Минерально-сырьевая..., 1995].

«Малосульфидное» оруденение [Малосульфидная..., 1994] приурочено к верхним пегматоидным горизонтам тех же интрузий талнахско-норильского типа мощностью от 2 до 50 м, сложенным анортозитами и лейкогаббро с линзами пикритовых и таситовых габбро-долеритов. В нижней трети этого горизонта локализуется платиноидное оруденение. Эта треть состоит из чередующихся пород, обогащенных оливином, клинопироксеном и хромшпинелью, включенных в лейкогаббро. В пегматоидах широкий диапазон составов породообразующих минералов, значительное количество летучих компонентов во включениях. Типоморфными являются хромшпинелиды (в пикритоидах), а содержание сульфидов не превышает 5 % объема пород.

Малосульфидный горизонт характеризуется высоким содержанием МПГ (в интрузиве Норильск I — 5,43 г/т, в Талнахской — 5,94 г/т). Сумма МПГ S составляет более 5 единиц и достигает 20 против от 0,8—1,2 до 3 в медистых рудах талнахско-норильских сульфидных месторождений. ЭПГ в пегматоидах развиты в виде твердых растворов в сульфидах и в виде самостоятельных минералов. Твердые растворы характерны для платины в пентландите, рутения — в пентландите, пирротине, сперрилите, иридия — в пирротине. МПГ представлены сульфидами, сплавами платины и железа, арсенидами, стибнидами, арсенидтибидами, сганныдами, плюмбидами, теллуридами. Встречаются они в виде самостоятельных выделений и их сростаний. Главную роль в экстракции ЭПГ, их переносе и концентрации играли постмагматические процессы при существенной роли флюидной фазы [Малосульфидная..., 1994].

Прогнозные ресурсы малосульфидных руд для Талнахского и Октябрьского месторождений около 1200 т, для Норильска I — 1000 т [Проблемы развития..., 1994]. Суммарные прогнозные ресурсы в Черногорской, Имандинской и других интрузиях могут составить до 2500 т. По мнению О. Н. Симонова и др. [Минерально-сырьевая..., 1995], ресурсы МПГ Норильского района могут быть удвоены за счет малосульфидных месторождений платиноидов.

Техногенные месторождения МПГ Норильского района связаны с эксплуатацией сульфидных никелево-медных руд. Они образовались при складировании хвостов обогащения, гидрометаллургического передела и промежуточного продукта — пирротинового и магнетитового концентрата и др. [Стехин и др., 1995]. Примером техногенного месторождения МПГ [Техногенные..., 1994] является хвостохранилище № 1, образовавшееся за 27 лет (1948—1975) при переработке руд месторождений Норильск I и Талнахского. Площадь его 6,2 км<sup>2</sup>, мощность 60 м, объемы отвальных хвостов составляли (в %): платины 7—20, палладия 4—15, родия 7—40, иридия 11—40, рутения 14—79 и осмия 14—70. Суммарные содержания платины и палладия в верхней части хвостохранилища составляют 0,8—1,3, иногда до 5, среднее платины — 0,44, палладия — 1,27 г/т. По данным трех скважин содержания (в г/т): родия 0,15, иридия 0,03, рутения 0,05 и осмия 0,01.

Прогнозные ресурсы месторождения составляют более 300 т МПГ. По другим данным [Минеральные..., 1995], один из техногенных объектов Норильского района имеет следующие параметры: среднее содержание МПГ — 2,5 г/т, ресурсы платиноидов 430, золота 60, серебра 130 т.

В Маймеча-Котуйской провинции выявлен ряд проявлений МПГ в хромититах, рудных пироксенитах и дунитах крупного (площадь более 500 км<sup>2</sup>) Гулинского массива. Они представлены осмием, иридосмином, реже изоферроплатиной, нередко образующими сложные сростания. Содержание ЭПГ варьирует от 0,4 до 2,2 г/т.

Россыпные месторождения включают платино-палладиевые, осмиево-иридосминовые и иридино-платиновые виды россыпей, а также родисто-платиновые и платиновые виды россыпей проявлений.

Платино-палладиевые ложковые россыпи выявлены Б. Н. Зимогладовым еще в 1938—1939 гг. в непосредственной близости к сульфидному никелево-медному месторождению Норильск I по ручьям Медвежий и Угольный.

По мнению Архиповой А. И., Наторхина И. А. и др., Норильский район может оказаться уникальным по распространению россыпей МПГ, связанных с ультрамафит-мафитовыми интрузиями талнахско-норильского, нижнеталнахского, моронговского и фокинского типов, с которыми, возможно, связано малосульфидное платиноидное оруденение, суммарный потенциал которого может быть тождествен запасам ЭПГ в Талнахском месторождении [Россыпная..., 1995].

В пределах эродированной поверхности Гулинского массива выявлены россыпные месторождения осмия и иридосмина в современном аллювии (реки Ингарингда, Гулэ, Селенга, Сабыда). Прогнозные ресурсы их составляют десятки тонн при средних содержаниях самородного осмия и иридосминов 0,4—0,8, изредка достигающих 6 г/м<sup>3</sup> [Минеральные..., 1995]. Примером иридино-осмиевого россыпного месторождения является россыпь р. Ингарингда [К. Н. Малич, 1999] с запасами — первые единицы тонн. Она расположена в среднем и верхнем течении протяженностью 26,4 км, при средней ширине пласта — 175 м, средней мощности последнего — 1,2 м, при мощности торфов — 7,4 м и среднем содержании ЭПГ — 383 мг/м<sup>3</sup>. МПГ представлены осмием, иридосмином, реже изоферроплатиной, минералами ряда лаурит—эрликманит, а также золотом. Большая часть МПГ образована гомогенными твердыми растворами (Os-(Ir-Ru)) [К. Н. Малич, 1999]. Сходные россыпи могут быть выявлены также в связи с другими массивами.

На Алданском щите представителем иридино-платинового россыпного месторождения является Кондерское, связанное с дунитовым ядром сложного массива Кондер. Основные запасы сосредоточены в пойменных аллювиальных россыпях. Пласт располагается в приплотиковой зоне и имеет мощность от 1 до 7 м. Протяженность россыпи — 30—35 км. Среди минералов преобладает изоферроплатина (95 %) с содержанием до 1,7 % иридия. Включения в изоферроплатине принадлежат к самородному осмию, иридосмину, эрликманиту, платосмириду и холлингвортиту. В пределах поля развития хромитоносных и пегматоидных дунитов часто встречаются самородки весом более 10 г [Геологическая..., 1993].

Родисто-платиновая ассоциация слагает россыпей проявления Вилуйской синеклизы, Анабарского и Оленекского поднятий. МПГ хорошоокатанные, ассоциируют с золотом, составляющим до 30—40 % в россыпях. Количество МПГ изменяется от единиц знаков до 100—300 мг/м<sup>3</sup> и более. Основная часть МПГ (95—99 %) состоит из железистой платины с содержанием в ней родия от 2 до 17 %. Небольшую (5 %) долю МПГ составляют сплавы ругения, иридия, осмия. Сходство состава МПГ в указанных районах свидетельствует об однотипности невыявленного источника [Округин, 1997].

Сперрилитовые россыпепроявления известны в пределах Алдано-Станового щита в области развития расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов (Луча, Ильдеус, Ольдой) с титаномагнетитовой и сульфидной медно-никелевой минерализацией.

Иридосмин-платиновые россыпи, по данным А. В. Округина, совмещены с золотоносными россыпями Алданского щита.

**Золото.** Наряду с медью, никелем и кобальтом (см. «Никель»), извлекается попутно при переработке комплексных сульфидных руд Норильского района, составляя 7 % от общей добычи в России и достигая 4,5 т в год [Перспективы..., 1997].

Кроме того, важнейшими россыпепозолотоносными областями Восточной Сибири являются известные Ленская (Байкало-Патомская), Енисейская, Восточно-Саянская, Алдано-Становая, Вилуйская и недавно выявленные Таймыро-Североземельская, Анабарская и Маймеча-Котуйская области.

В пределах Анабарского поднятия выявлен ряд контрастных аномалий золота в кварцевых жилах и гранитоидах, а также несколько россыпепроявлений с устойчивым содержанием золота ( $1 \text{ г/м}^3$ ) при малой мощности (1 м) песков и отсутствии торфов. Этот район рассматривается как резервный на элювиальные и аллювиальные россыпи и коренное золото-кварцевое оруденение.

При проведении поисковых работ на россыпную платину на эродированной поверхности Гулинского массива на севере СП выявлено, наряду с россыпями иридосминов, и золото. Золото высокопробное (675—860), слабоокатанное, крупное (класс +2,06 %). Наиболее значимая россыпь золота — Гулинская — разрабатывается с 1991 г. и имеет следующие параметры: пески — 0,8—1,5 м, горфы 0,5—11,5 м, среднее содержание  $1,1 \text{ г/м}^3$ . Запасы по категории  $C_2$  — 200 кг. Общие ресурсы опокисованных россыпей в пределах эродированной части Гулинского массива оцениваются в 4 т. Кроме того, выявлено ряд россыпей в мезозойско-кайнозойских отложениях, обрамляющих массив. Отдельные точки минерализации в щелочных породах массива имеют от 0,5 до 25 г/т золота. Общие ресурсы, связанные с Гулинским массивом, оцениваются в десятки тонн [Минерально-сырьевая..., 1995].

**Пьезооптическое сырье. Исландский шпат.** Месторождения исландского шпата располагаются в центральной и северо-западной частях чехла СП и пространственно совмещены с базальтами раннего триаса. Месторождения изучались Г. Г. Мором, А. В. Скропышевым, Е. И. Гуриновой, Е. Я. Киевленко, Н. И. Андрусенко, Е. В. Настасиенко, К. К. Атабаевым и др. Они представлены низкотемпературными минералами — кальцитом, исландским шпатом, цеолитом, халцедоном, анальцитом, сульфидами, реже магнетитом и гранатом. По мнению Н. И. Андрусенко, процессы минералообразования протекали в три стадии: скарновую гранат-магнетитовую, отвечающую растворам, нагретым до 550—400 °С, кремнисто-карбонатную (400—200 °С) и цеолит-кальцитовую (250—50 °С). По термометрии газожидких включений в кальците установлен интервал продуктивного шпатообразования 200—50 °С.

В зависимости от условий локализации исландского шпата выделяются месторождения и проявления в лавовых покровах базальтов, в вулканогенно-обломочных породах и интрузивных долеритах.

Месторождения исландского шпата в базальтах распространены на южной окраине лавового плато (р. Нижняя Тунгуска) и приурочены к низам нидымской свиты, реже к покровам логанчинской и кочумдекской свит. А. В. Скропышев и Е. В. Настасиенко выделяют три разновидности шпатоносных тел: гнездовую, жильную и жеодовую. Жильные тела и гнезда содержат исландский шпат высокого качества.



В вулканогенно-обломочных породах бассейнов Илимпей, Иритки, Таймуры, Чуни исландский шпат приурочен к брекчированным зонам корвунчанской и тутончанской свит. Крупные скопления исландского шпата наблюдаются в раздувах жил и полостях сопряжения трещин размером до 1,5 м<sup>3</sup>.

Месторождения и проявления исландского шпата в интрузиях долеритов выявлены на юго-востоке Тунгусской синеклизы, в бассейне среднего течения Вилюя и Нижней Тунгуски. Пространственно они приурочены в виде гнезд и жил к брекчированным и измененным дайкам и штокам долеритов [Геологические..., 1974].

**Драгоценные и поделочные камни. Алмазы.** Среди месторождений алмазов в чехле СП известны коренные (кимберлитовые и импактные) и россыпные.

Наиболее крупные кимберлитовые месторождения алмаза расположены в Западной Якутии (Республика Саха) в Малоботуобинском, Далдынском, Алакитском и Верхнемунском районах. Небольшие проявления слабоалмазоносных и неалмазоносных кимберлитов известны на востоке Анабарского поднятия, на его западе и юго-востоке, а также на Чадобецком поднятии, в Присаяньи и на Алдане. Импактные месторождения алмазов локализируются в пределах Попигайской астроблемы. В ряде пунктов на востоке и юге СП В. П. Костюком, А. А. Коневым и К. М. Шихориной выявлены лампроиты. Россыпные месторождения расположены в центральной и северо-восточной частях СП, а россыпепроявления на ее юго-западе.

Якутская алмазоносная провинция — крупнейшая в России, на ее долю приходится более 90 % балансовых запасов и 99,7 % добычи алмазов РФ [Геологическая..., 1993]. По содержанию и запасам алмазов такие месторождения, как Мир, Айхал, Удачное, Интернациональное, Юбилейное и россыпь Эбелях находятся в десятке крупнейших месторождений мира [Минерально-сырьевые..., 1994]. Перспективны недавно выявленные трубки Ботуобинская и Нюрбинская [Особенности..., 1998].

Кимберлитовые месторождения СП изучали А. П. Бобриевич, Ф. Ф. Брахфогель, Б. М. Владимиров, В. К. Гаранин, М. А. Гневушев, Н. Н. Зинчук, В. М. Зуев, Н. П. Илупин, Ф. В. Каминский, В. В. Ковальский, А. Н. Комаров, Г. П. Кудрявцева, В. А. Милашев, В. К. Маршинцев, К. Б. Мокшанцев, К. Н. Никишов, Н. Н. Сарсадских, А. Ф. Сафронов, Н. В. Соболев, Л. В. Соловьева, В. С. Трофимов, Е. В. Францессон, А. Д. Харьков и многие другие.

Кимберлитовые трубки (диатремы) представляют собой крутопадающие тела, имеющие в плане округлую или овальную форму. Площадь их на уровне эрозионного среза варьирует от десятков и первых сотен метров до 1 км<sup>2</sup> и более. На СП известно более 800 трубок кимберлитов и кимберлитоподобных пород (включающих пикритовые порфириты, альнеиты и карбонатиты), но лишь около 150 из них содержат алмазы и только 13 с промышленными концентрациями [Минерально-сырьевые..., 1994].

Кимберлитовые породы подразделяются на эксплозивные и интрузивные. Те и другие могут находиться в едином трубочном теле. Часто в верхней его части развиты эксплозивные кимберлитовые брекчии, в нижней — интрузивные кимберлиты. В малоэродированных трубках присутствуют туфы, туфопесчаники и вулканогенно-осадочные породы. Трубки нередко образуются в несколько фаз. Степень их алмазоносности иногда различается на порядок [Геологическая..., 1993]. Интрузивные кимберлиты слагают жилы, дайки и силлы, сопряженные с трубками, изолированные либо внедрившиеся в эксплозивные брекчии. На глубине происходит сужение трубок, а иногда переход их в дайки — подводящие каналы.

Кимберлитовые трубки образуют сгущения или так называемые поля [Милашев, 1990, Гаранин, 1989]. В центральной части СП и на ее северо-востоке выделяются Малоботуобинское, Алакитское, Далдынское, Верхнемунское, Накынское (новое),

Чомурдахское, Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Огонер-Юряхское, Куранахское, Лукачанское, Дюкенское, Ары-Мастахское, Старореченское, Орто-Ыаргинское, Мерчимденское, Молоднинское, Толуопское, Куойское поля. Кроме того, на западном и юго-западном склонах Анабарского поднятия выделяются соответственно Далбыхское и Харамайское, на западе СП — Чадобецкое, на ее юге Окинское (?) и Белозименское поля. В пределах Малоботуобинского, Алакитского, Далдынского, Верхнемунского и Накынского полей развиты алмазоносные среднепалеозойские маложелезистые слабощелочные кимберлиты [Благулькина, 1969], в то время как к железистому щелочному типу относятся породы, развитые на северо-востоке СП и других полях, которые сопровождаются дайками и трубками кимберлитоподобных пород — пикритовых порфиритов, альнеитов и карбонатитов.

Маложелезистые слабощелочные кимберлиты среди ксенолитов содержат наибольшее количество ультраосновных (и основных) пород, в том числе дунитов и их гранатовых и пироксеновых разновидностей: перидотитов—гарцбургитов, лерцолитов иногда с гранатом и шпинелью; пироксенитов—энстатитов, вебстеритов, диопсидитов и их разновидностей с гранатом и оливином, а также реже встречающихся дистеновых, корундовых, коэситовых и других эклогитов [Милашев, 1994].

Ксенолиты алмазоносных эклогитов встречены в кимберлитовых трубках «Мир», «Удачная», «Сытыканская», «им. XXIII съезда КПСС», «Краснопресненская», а нодулы алмазоносных перидотитов — в кимберлитовых трубках «Удачная» (14 обр.), «Айхал» (5), «Краснопресненская» (3), «им. XXIII съезда КПСС» (3), «Мир» (1). Среди алмазоносных ультрамафитов преобладают гарцбургиты и дуниты, редко встречаются лерцолиты [Харьков и др., 1997].

Типоморфными минералами алмазоносных кимберлитов, по данным Н. В. Соболева, являются высокохромистые низкокальциевые кноррингитовые пиропы (малинового и фиолетового цвета); магнезиальные оливины ( $\text{Fe}_{85-81}$ ) с примесью хрома и никеля; хромшпинелиды с содержанием окиси хрома до 60 %, с пониженной примесью алюминия, железа и титана; низкомарганцевые пикроильмениты; преобладание пиропов над хромшпинелидами в пропорции (100 : 1), среди алмазов отсутствие (или небольшое количество) округлых алмазов. Примером алмазоносных кимберлитов является трубка «Мир» [Харьков и др., 1997], имеющая на поверхности форму овала с пережимом в середине. Размер ее по длинной оси 490, по короткой — 320 м. До глубины 200 м трубка имеет воронкообразную форму, глубже (до 200 м) — цилиндрическое тело, далее переходящее в подводящую дайку. Трубка прорывает карбонатно-терригенные и галагэнно-карбонатные породы ордовика и кембрия. Породы трубки представлены брекчиями с обломками осадочных пород, долеритов, кристаллических сланцев фундамента (редко) и мантийных ксенолитов (распространены широко). Последние представлены алмазосодержащими ультрамафитами и эклогитами, шпинелевыми ультрамафитами, пироксенитами и др. Преобладают гранатовые лерцолиты. Ксеногенный материал сцементирован туффизитом с зернами оливина (до 50 %), пироба, пикроильменита, хромшпинелида, хромдиопсида, изредка ювелирного циркона (до 2 см), заключенными в карбонатно-серпентиновом агрегате, содержащем мелкие зерна тех же минералов, флогопита и перовскита. Гранаты имеют часто уваровит-пироповый либо высокохромистый кноррингитовый состав. Содержание алмазов в трубке «Мир» выше, чем в кимберлитовых трубках зарубежных стран. Алмазы представлены октаэдрами (61,2 %), ромбодекаэдрами (9,7 %), их комбинациями (28,8 %) и кубами (0,6 %). Преобладают бесцветные зерна (75,4 %), реже буровато-коричневые (7,2 %), голубовато-зеленые (0,6 %), желтые (0,9 %), лиловые (2 %), дымчато-серые (13,9 %). Включения других минералов относятся к ультрамафитовому (99,4 %) и эклогитовому парагенезису. Это оливин

(49,9 %), хромит (40,0 %), гранаты малиновой (2,8 %) и оранжевой (0,1 %) окраски. Редко встречаются хромсодержащий клинопироксен, омфациит, энстатит, рутил, коксит, сульфиды. Вторичные минералы — серпентин, карбонаты, хлорит. Встречаются крупные блоки свежих кимберлитов. Месторождение разрабатывается открытым способом с 1958 г.; отработка трубки планируется до глубины 525 м, глубже с подземной добычей.

М. А. Гневушевым выделяется девять типов алмазов, характерных для месторождений СП. В трубках Малоботуобинского, Алакитского, Далдынского и Верхнемунского полей алмазы представлены кристаллами октаэдрического (24—70 %), переходного (10—20 %) и додекаэдрического (10—65 %) габитуса; в Чемурдахском, Омонос-Укукитском, Моторчунском, Лукочанском, Куронахском, Среднекуанамском и Нижнекуанамском полях — додекаэдрами (75—87 %), переходными формами (5—10 %) и октаэдрами (2—15 %) [Гневушев, Бартошинский, 1959; Милашев, 1974]. Радиологический возраст наиболее перспективных кимберлитов Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского полей позднедевонско-раннекарбонный — 358—522 млн лет [Гаранин, 1989; Комаров, Илупин, 1990]. Кроме того, в первом поле выявлены кимберлиты с радиологическим возрастом ордовик—силур. В настоящее время на северо-востоке СП в Мунском, Чомурдахском, Верхнемоторчунском, Мерчимденском и других полях часть трубок датируется позднедевонско-раннекарбонным возрастом. Возраст трубок харамайского поля поздняя пермь—ранний триас. Трубки юрского возраста расположены в Молоднинском и Куойском полях [Комаров, Илупин, 1990]. Находки спутников алмазов в базальных горизонтах кембрия на севере СП и древние россыпи на юге свидетельствуют о возможности выявления докембрийских кимберлитов.

Проблема генезиса кимберлитов и алмазов остается дискуссионной. Имеется ряд гипотез их образования [Маракушев, 1988; Mitchel, 1986; Haggerty, 1986; Richardson et al., 1984], подробно рассмотренных В. К. Гараниным [Гаранин, 1989; Включения..., 1991] и В. А. Милашевым [1994]. Главенствует ряд точек зрения. Согласно одной из них (ксеногенной) кимберлитовая магма являлась лишь транспортером алмаза; согласно другой, кристаллизация алмаза происходила в кимберлитовой магме при зарождении в подкорковых глубинах, соответствующих области стабильного образования алмаза. Третья гипотеза предполагает промежуточные очаги кимберлитовой магмы, где возникали самодегонирующие смеси, взрывы которых обеспечивали условия для образования алмаза.

Исследование минералов-узников и газовых включений, захваченных алмазом при росте, позволяет судить о составе среды алмазообразования и РТ-условиях, соответствующих устойчивости алмаза. В частности, А. А. Маракушев [1985] подчеркивает, что кристаллизация алмаза начинается в глубинных мантийных очагах и завершается при внедрении ультраосновной магмы в земную кору. По мере подъема кимберлитовой магмы смена восстановительной обстановки на окислительную отражается на изменении химического состава газов ( $\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2$ ) и закономерном изменении твердых включений в алмазе, в котором высоковосстановленные соединения — самородное железо, вюстит, троилит — располагаются в центральных частях кристаллов алмаза, а более окисленные минералы — джерфшерит, магнетит, фторбиотит — на его периферии.

По данным В. К. Гаранина и др. [Включения..., 1991], широко распространены включения типа алмаз в алмазе, а также наличие следов резорбции и графитизации внутреннего включения алмаза на границе его с алмазом-хозяином. Элементы зарождения, роста и растворения алмаза увязываются с вариациями концентраций элементов примесей, дефектами и сменой формы кристаллов. В кристаллах со

сложным строением кубооктаэдрические формы тяготеют к ядрам, для внешних оболочек характерен октаэдрический габитус. Большая часть современных моделей алмазоносного кимберлитообразования свидетельствует о длительности и прерывистости этого процесса, что подчеркивается образованием самого алмаза.

Импактные (технические) алмазы разведаны в Хатангском районе в пределах Попигайской астроблемы, выявленной В. Л. Масайтисом [Алмазоносные..., 1998]. Здесь известны два месторождения коренных технических алмазов — Ударное и Скальное и Дагойская россыпь. По общим запасам эта группа месторождений превышает все известные в мире алмазоносные провинции. Алмазы этого типа тверже кимберлитовых и режут их. Недоступность района и отсутствие заинтересованности в технических алмазах пока не позволили вовлечь эти месторождения в отработку [Минерально-сырьевая..., 1995].

Россыпные месторождения алмазов изучали Н. Н. Зинчук, О. И. Кардапольцева, Н. В. Кинд, Б. Н. Леонов, В. А. Липатова, А. В. Округин, М. И. Плотникова, Б. И. Прокопчук, Н. В. Разумихина, И. С. Рожков, О. Г. Салтыков, Г. Х. Файнштейн, А. Д. Харьков, Э. А. Шаманина и др. В России доля разведанных запасов алмазов в россыпях 4,6 %, которыми наша страна обеспечена на срок до 30 лет. Различаются две группы источников питания россыпей [Россыпные..., 1997]: 1) коренные первоисточники (кимберлиты, лампроиты, импактиты) и 2) вторичные промежуточные источники (коллекторы), различные по возрасту (от докембрия до кайнозоя). Источники многих богатейших россыпей алмазов (россыпь «Эбелях») не установлены из-за многократного переотложения алмазов. Выделяются элювиальные, делювиальные, пролювиальные и склоново-пролювиальные россыпи ближнего сноса; аллювиальные, смешанного питания, прибрежно-морские и древние литифицированные россыпи умеренного и дальнего переноса. Примером элювиальной россыпи алмаза является уже отработанная близповерхностная россыпь трубки «Мир», глубокозалегающие «Новинка» и «Геофизическая» с высокими содержаниями алмазов.

Пролувиально-склоновая россыпь лога Хабардина — типичный пример алмазоносных ложковых россыпей, связанных с коренным источником. Протяженность россыпи 1,5 км, ширина 80—350 м (средняя 200 м), мощность песков от 0,9 до 5,1 м (в среднем 2,8 м), торфы отсутствуют. Содержания алмазов колеблются от 0,1 до 3,0 кар/м<sup>3</sup>.

Примером долинной россыпи является россыпь р. Ирелях, левого притока р. Малая Ботубия. Она занимает отрезок долины в 25 км (от лога Хабардина до устья). Промышленное значение имеет россыпь русла реки, обеих пойм и низкой террасы с мощностью песков 0,5—6 м и мощностью торфов от 0 до 4—6 м. Содержание алмазов от 0,5 до 2 кар/м<sup>3</sup>. На водоразделах сохранились реликты нижнеюрских алмазоносных образований, также участвующих в питании россыпи.

Уникальная Эбеляхская алмазоносная долинная россыпь залегает в долине р. Эбелях — правого притока р. Анабар — и прослежена на расстояние 100 км. Русловые россыпи с промышленными участками от 4 до 18 км выявлены по притокам р. Эбелях, а также в долине другого правого притока р. Анабар—р. Биллях. Основная промышленная долинная россыпь имеет ширину 40—80 м. Мощность русловых галечников около 2,5—4 м. Мощность пойменного аллювия около 5 м. Наибольшее содержание и крупные алмазы приурочены к карстовым западинам в плотике. Россыпи р. Эбелях сложены илесто-льдыстыми торфами мощностью от 1 до 6 м и продуктивными гравийно-песчано-суглинистыми отложениями мощностью от 1,6 до 3 м, шириной от 40 до 250 м. Месторождение Эбелях начало эксплуатироваться с русловых россыпей четырех правых притоков (руч. Ыраас-Юреге и др.).

Примером делювиально-склоновой россыпи является разрабатываемая россыпь «Водораздельные галечники», алмазонасные породы которой имеют юрский возраст. Она расположена в бассейне р. Ирелях в Мирнинском районе, в юго-восточной части древней структурно-эрозионной депрессии шириной до 15 км и глубиной до 50 м, приуроченной к зоне Мирнинского глубинного разлома. Россыпь имеет многоярусное строение (шесть залежей пластов мощностью от 1,5 до 15 м, разделенных пустыми породами). Нижняя и основная залежь содержат 90 % запасов россыпи. Содержание алмазов в них от 0,2 до 4,2 кар/м<sup>3</sup> [Россыпные..., 1997].

Экзогенная алмазонасность умеренного и дальнего переноса прослеживается в области сочленения Анабарского поднятия с Приверхоянским прогибом, где последовательно с запада на восток протягиваются, по данным Н. П. Вербицкой и М. П. Плотниковой, четыре зоны: 1) предполагаемых россыпей в континентальных пермских отложениях (выявлены минералы-спутники); 2) проявлений россыпной алмазонасности в прибрежно-морских отложениях нижней и верхней юры; 3) проявлений россыпной алмазонасности в палеоген-неогеновых отложениях и 4) россыпей в четвертичных отложениях. Источником алмазов этих россыпей являлись еще не найденные среднепалеозойские трубки и промежуточные коллекторы пермского, юрского, палеоген-неогенового возраста и россыпи четвертичных террас.

На юго-западе (Тычанский район) и юге (Присаянье) известны россыпепроявления алмазов с неустановленным коренным источником алмазов. В Тычанском районе, по данным А. К. Мкртычяна и др., выделяются две перспективные площади на коренные источники алмазов: Хушмуканская и Тарыдакская.

Кроме того, Б. И. Прокопчук и М. П. Метелкина указывают на докембрийский возраст коренных источников алмазов, выявленных в россыпепроявлениях рек южной части СП (в Присаянье), где среди алмазов преобладают кривогранные (округлые) формы. Интенсивный износ алмазов указывает на их многократное переотложение, что свидетельствует о древнем возрасте первоисточника.

**Камнессамоцветное сырье.** В чехле СП известно месторождение ювелирного хризолита, проявления агата и аметиста.

Хризолит, оливин ювелирного качества, установлен в серпентин-флогопит-оливиновых жилах раннетриасового ультрамафитового массива Кугда в Маймеч-Котуйском районе. Мощность жил в раздувах 5 м, залегание крутое. Прозрачный оливково-зеленый хризолит размером от 2 мм до 2 см образует оторочки и гнезда в периферических частях жил. Содержание хризолита от 5 до 30 %. В Южной части массива локализуется элювиально-делювиальная россыпь хризолита. Размер отдельных зерен до 3 см. Твердость 6,6—7,5 кгс/мм<sup>2</sup>, плотность 3,301 г/см<sup>3</sup>, содержание фаялита 6—10 %. По мнению Л. С. Егорова, генезис хризолита гидротермально-пневматолитовый [Металлогеническая..., 1987].

Проявления агата известны на севере СП в бассейне правых притоков р. Хета, в Норильском и Курейском районах, где связаны с раннетриасовыми базальтами. Это проявления миндалевидного агата в миндалекаменных лавовых покровах. Кроме того, агат развит в россыпях этой территории.

Минералы кремнезема (аметист, кварц, халцедон, опал) установлены в скарново-магнетитовых образованиях (Ангари-Илимский, Ангари-Катский и другие районы) железорудных месторождений (Капаевское, Чапка, Скарновое и др.). Кристаллизация аметиста происходила при низкотемпературном гидротермальном процессе [Гатаринов, 1992].

**Химическое сырье. Целестин.** В центральной части СП (бассейн р. Илимпей и др.) в туфогенно-осадочных породах раннего триаса расположено месторождение

целестина в воронкообразной структуре диаметром 800 м, выполненной брекчиями туфов, минерализованных целестином, менее баритом, анкеритом, галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, гематитом, флюоритом, гетитом, ангидритом и др. Обособляются три залежи целестиновых руд. Одна из них (главная) сложной формы с крутым ( $50^\circ$ ) падением к центру структуры, опоясывает последнюю с юга, запада и северо-запада. Две меньшие залежи расположены в центре структуры. Среднее содержание окиси стронция составляет 27 % ( $\text{SrSO}_4$  48 %), окиси бария 6 %. Выделяются три вида руд: массивные, содержащие 30—97 % целестина, полосчатые гетит-целестиновые, содержащие 50—80 % железорудных минералов и целестин-гетит-гидрогетитовые с преобладанием (до 80 %) железорудных минералов. Источником стронция были палеозойские породы (В. И. Бгатов, Е. А. Басков и др.).

**Бор.** Боропроявления известны в Норильском районе в бассейнах рек Курейка, Ерачимо, Тутончаны. Датолитсодержащие скарновые зоны мощностью до первых километров с содержанием датолита до 20 % выявлены И. В. Филоненко на левобережье р. Нижняя Тунгуска в корвунчанской и нидымской свитах нижнего триаса. Боропроявления приурочены к дезинтегрированным шаровым лавам, базальтам, долеритам, вулканогенно-осадочным породам вдоль разломов и имеют гидротермально-метасоматический генезис. Наиболее значимое даталитовое проявление, локализующееся в бассейне р. Авам (правый приток р. Курейка), представляет собой штокерк. Это густая сеть маломощных (20—40 см) прожилков чистого датолита или с примесью альбита, пирита, эпидота, кальцита, хлорита, кварца, гематита, сфалерита и др. Среднее содержание бора, по данным Г. Ф. Анастасенко, превышает кларк для основных пород в 6—7 раз.

**Минеральные удобрения. Фосфор.** В чехле СП месторождения фосфора имеют эндогенное и экзогенное происхождение. Эндогенные месторождения апатита, связанные с ийолит-карбонатитовой формацией [Егоров, 1991], относятся к позднему рифею, девону и триасу. Они известны на западном и восточном склонах Анабарского поднятия, в Присаянье и на Алданском щите. Экзогенные проявления фосфоритов относятся к рифею, венду—среднему кембрию, среднему ордовику, раннему девону и позднему мезозою.

Месторождения апатита на севере СП изучали Е. М. Эпштейн, Л. С. Егоров, Н. П. Сурина, Г. И. Поршнев, Н. А. Тимашков, Э. А. Ланда, В. П. Богадица, Е. Л. Данилин и др. Апатитовые месторождения в Маймеч-Котуйской провинции приурочены к сложным массивам ийолит-карбонатитовой формации (Гулинский, Одихинча, Маган, Ыраас, Ессей и др.), содержащим апатит-силикатные, апатит-карбонатные, апатит-магнетитовые и вторичные апатит-франколитовые руды. К наиболее крупным месторождениям относятся Ессей, Ыраас, Маган. Примером является месторождение Ессей, располагающееся в 400 км южнее пос. Хатанга. В средней его части между доломитовыми (в центре) и кальцитовыми (в краях массива) карбонатами локализуется неполнокольцевая зона апатит-магнетитовых руд. Длина ее 5 км, мощность от 150 до 500 м, падение крутое (до  $80^\circ$ ) к центру массива. Во внешней части зоны преобладают оливин-магнетитовые породы (фоскориты) со шлирами оливин-apatит-магнетитового состава. Внутри массива расположены оливиновые нельсониты. Все руды карбонатизированы; выделяются блоки бедных ( $\text{P}_2\text{O}_5$  — 5 %) и более богатых ( $\text{P}_2\text{O}_5$  — 12 %) руд. Среднее содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  7 %. Содержание железа от 20 до 40 %. Руды коры выветривания до глубины 70 м представлены франколитами с содержанием 14,2 %  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Прогнозные запасы первичных руд до глубины 400 м оцениваются в пересчете на  $\text{P}_2\text{O}_5$  в 120 млн т при среднем содержании 6,75 %. Запасы руд коры выветривания составляют 20 млн т при содержании  $\text{P}_2\text{O}_5$  14,2 %.

Месторождение Ыраас расположено в 220 км к югу от пос. Хатанга и имеет прогнозные запасы смешанных руд (с содержанием  $P_2O_5$  — 10,7 %) 570 млн т, первичных руд до глубины 400 м с содержанием  $P_2O_5$  — 5,5 % (2480 млн т). С учетом франколитовых руд суммарные прогнозные запасы  $P_2O_5$  составляют 214 млн т.

Месторождение Маган связано с одноименным массивом, находящимся в 35 км западнее массива Ыраас, и имеет прогнозные запасы руд по двум наиболее перспективным участкам (западному и северному) до глубины 400 м — 1560 млн т при содержании  $P_2O_5$  — 6,8 %. Кроме того, в восточном, южном и северо-восточном участках прогнозируется еще 2,8 млрд т при содержании  $P_2O_5$  — 4,81 % [Прогнозная..., 1980]. Общие прогнозные ресурсы апатитовых руд Маймеча-Котуйской провинции, по данным Э. А. Ланды и Л. С. Егорова, составляют 6 млрд т.

Круиные запасы фосфатного сырья связаны со среднепалеозойским массивом Томтор, расположенным на восточном склоне Анабарского поднятия. Фосфорсодержащие руды представлены франколитом. Среднее содержание фосфорного ангидрида в коренных карбонатах — 4,32 %, запасы 547,5 млн т, а в перекрывающих карбонаты и древнюю кору выветривания пермских терригенных образованиях среднее содержание  $P_2O_5$  — 2,65 %, запасы — 6,7 млн т. На границе коры выветривания и пермских отложений выделены два участка с резко повышенными концентрациями редких земель, в которых запасы фосфатных руд составляют 9,2 млн т при содержании  $P_2O_5$  — 13,21 % [Орлов, 1994].

К нижневендским (690—600 млн лет) массивам ийолит-карбонатитовой формации (Арбарастахский комплекс) также приурочено апатит-магнетитовое оруденение. Обособления апатит-магнетитовых руд достигают протяженности сотен метров при мощности 10—15 м.

**Фосфориты.** Проявления фосфоритов в чехле СП связаны с криволучкой свитой ордовика. По данным Н. А. Красильниковой и Г. Н. Черкесова, известны небольшое месторождение Гурьевское и ряд проявлений в низовьях бассейна р. Подкаменная Тунгуска. На месторождении развиты зернисто-ракушняковые и желваковые фосфориты в виде двух горизонтов: нижнего с зернисто-ракушняковым фосфоритом мощностью 0,3—2 м и верхнего, сложенного фосфоритовым конгломератом, состоящим из желваков фосфорита, сцементированных глинистым материалом (с глауконитом, кварцем и карбонатом). Содержание  $P_2O_5$  в первом горизонте составляет 6—10,  $CO_2$  — 0,7—4,6,  $MgO$  — 0,2—0,6 %, во втором — соответственно 4,0—6,5, 1,0—2,4, 1,3—1,7 %. Перспективы фосфоритоносности рассмотрены далее.

**Прочие виды сырья. Графит.** Месторождения графита приурочены к западной части СП. Все они локализованы в верхнепалеозойских угленосных отложениях и образовались при термальном (гидротермальном) метаморфизме углей под воздействием долеритового интрузивного магматизма. Исследованиями графита занимались В. П. Солоненко, И. М. Коломеец, Т. В. Маринина и др.

Промышленную ценность имеют месторождения бассейнов Нижней Тунгуски, Курейки и Фатьянихи.

На р. Нижняя Тунгуска в 285 км от ее устья разрабатывается Ногинское месторождение, где вскрыты два пласта скрытокристаллического графита в бургулкинской свите перми. Пласты подстилаются интрузией долеритов. Мощность пластов 0,2—7,4 м (верхнего) и 0,1—6,4 м (нижнего). Годовая производительность Ногинского рудника составляет 41 тыс. т руды с содержанием графита 85 % при зольности 22 %. Запасы утверждены ГКЗ СССР в 1978 г. в количестве 2085 тыс. т по категории А + В + С и 1313 тыс. т по категории С<sub>2</sub>. Обеспеченность запасами составляет 14 лет (баланс запасов графита за 1991 г.). В Нижнетунгусском районе выявлены Верхне-

ногинское, Белогорское, Максимовское проявления и две перспективных площади (Ногинская и Бурусская), прогнозные ресурсы по которым по  $P_1$  оцениваются в 11,5 млн т и по  $P_2$  в 140 млн т.

В нижнем течении р. Курейка (в 110 км от ее устья) разведано и подготовлено к промышленному освоению Курейское графитовое месторождение, залегающее в отложениях бургу克林ской свиты перми на контакте с интрузией долеритов. Пласт графита имеет мощность от 2,0 до 15,9 м (в среднем 9,5 м). Содержание углерода в рудах 86,5—98,5 %, зольность от 8,3 до 19,9 % (средняя 14,2 %). Утвержденные запасы по категориям В +  $C_1$  — 9785 и по категории  $C_2$  — 87 003 тыс. т.

В бассейне р. Фатьяниха находится Фатьяниховское месторождение, расположенное в нижнем течении р. Черная. Пласт графита мощностью 3 м полого падает на северо-запад, площадь его распространения 3,5 км<sup>2</sup>. Содержание углерода в графите 96, золы 12—20 %. Прогнозные ресурсы ( $P_1$ ) оцениваются в 20 млн т до глубины 100 м. В районе притоков р. Фатьяниха — Малая Угольная, Графитная, Черная — выделяется площадь, перспективная на новые месторождения графита. Прогнозные ресурсы площади (по  $P_3$ ) оцениваются в 25 млн т при глубине до 300 м.

Общие прогнозные ресурсы графита по состоянию на 01.01.98 составляют 225 млн т, из них ресурсы категории  $P_1$  — 20,  $P_2$  — 15 и  $P_3$  — 190 млн т.

**Флогопит.** В чехле СП месторождения флогопита связаны с раннетриасовыми ийолит-карбонатитовыми массивами Маймеча-Котуйской провинции (Гули, Бор-Урях, Одихинча, Кугда, Маган, Немакит) и позднерифейско-ранневендскими проявлениями (Кондер, Арбарастан и др.) на Алданском щите. Месторождения флогопита изучали Е. М. Эпштейн, Е. Л. Бутакова, Г. Г. Моор, М. Ф. Лобанов, Л. С. Егоров, С. М. Прохорова, Н. З. Евзикова, А. Ф. Михайлова, И. Я. Дядькина, М. П. Орлова и др.

В ийолит-карбонатитовых массивах, пересекающих Гулинский клинопироксенит-дунитовый плугон, разведано флогопитовое месторождение. Выделены два типа промышленного ослюденения. Один из них приурочен к апомелилитовым метасоматитам, другой к ийолит-пегматитам. В апомелилитовых породах кристаллы флогопита имеют размеры 5—15 (до 60—90 см), коэффициент железистости слюды 15—22 %, запасы по категории  $C_2 + C_1$  составляют 120 тыс. т. Во флогопитоносных ийолит-пегматитах крупнопластинчатая слюда с повышенной железистостью (28—30 %) располагается в осевых частях тел. Запасы по категориям  $C_2$ — $C_1$  — 60 тыс. т.

Кроме того, флогопит известен в дунитовом массиве Бор-Урях (прогнозные запасы 45 тыс. т), а также в массивах Одихинча (130 млн т), Кугда (10 тыс. т) и Маган (400 тыс. т).

В позднерифейском массиве Арбарастан выявлена магнетит-апатитовая и пироксен-флогопит-магнетитовая минерализация вкрапленного и жильного типов, приуроченная к контакту ультрамафитов и карбонатитов.

Наиболее ценные маложелезистые проявления флогопита размещаются на контакте щелочных пород с ультрамафитами вдоль зон трещиноватости. Более железистые флогопиты локализуются там, где наряду с оливиновыми ультрамафитами развиты зоны мелилитсодержащих пород — турьяитов, мелилитолитов и др. Еще более железистые флогопиты отмечаются в массивах, где преобладают пироксениты (Арбарастан). Благоприятным критерием флогопитизации являются зоны пегматоидных разнородных пород.

**Цеоциты.** Известны в Кемпендяйской впадине и районах развития месторождений скарново-магнетитовых руд Ангарской провинции. В пределах Кемпендяйской впадины, по данным К. Е. Колодезникова, известны три месторождения цеолитов — Хонгуруу, Сорок и Улахан-Уоттаах, — связанные с девонскими и раннекамменно-



угольными вулканогенно-осадочными формациями, расположенными на крыльях и в присводовых частях антиклинальных структур. Наиболее крупным является месторождение Хонгуруу, локализованное на правом склоне долины ручья Курунг-Юрях, в 22 км к востоку от пос. Кемпендэй. Цеолитовые туфы представлены четырьмя пластами (Хонгурин I, II, III, IV), прослеженными на расстояние 6—8 км. Мощность пластов от 6 до 13,5 м. Основная масса породы сложена клиноптилолитом. Его содержание, по данным В. В. Власова (ВНИИгеолнатур), колеблется от 70 до 99 %. Прогнозные запасы по трем месторождениям составляют около 75 млн т цеолитового сырья.

В Ангарской провинции цеолиты развиваются по осадочным породам верхоленской (кембрий), катской (карбон) и бургуклинской (пермь) свит, а также по туфам корвучанской свиты (ранний триас). Содержание цеолитов в легкой фракции проб колеблется от 14 до 35 %, достигая в пробах из корвучанской свиты 50—80 %. Запасы цеолитов в Ангарской провинции оцениваются в миллионы тонн [Басков, 1977].

**Калийные и калийно-магниево-соли.** На территории Лено-Тунгусского СП установлены в составе галитовых отложений трех главных уровней соленакпления: усольского, бельского и ангарского. Их открытие явилось результатом долгих прогнозных и поисковых исследований (Е. Э. Разумовская, А. Л. Яншин, М. А. Жарков, М. А. Цахновский, Е. В. Пиннекер, Э. И. Чечель и др.).

Калиеносная минерализация приурочена к лишенной сульфатов и глинисто-карбонатной примеси каменной соли. Калиепроявления установлены в Иркутском амфитеатре, Ангаро-Ленском прогибе, Березовской и Канско-Тасеевской впадинах. Вкрапления в галите сильвина и карналлита присутствуют в усольской, бельской и ангарской свитах. В Канско-Тасеевской впадине в верхней (троицкой) пачке ангарской свиты вскрыты прослои сильвинита мощностью 0,2—0,5 м и содержанием 12,85 и 52,7 % хлористого калия соответственно.

Мощность калиеносного интервала составляет около 50 м. В Иркутском амфитеатре, по данным Т. М. Другова, включения, примазки и прослойки сильвина и карналлита выявлены в скважинах Заярско-Усть-Кутского профиля. Непское месторождение расположено в северо-восточной части Сурингдо-Гаженского прогиба, окаймленного с севера Непской, а с юго-востока Соснинской зонами складок. Оно находится в 290 км от г. Усть-Кут, с которым связано автозимником, и в 300 км от Усть-Илимской ГЭС. Выделены три типа разрезов на участке Непского месторождения: карналлитовый, сильвин-карналлитовый и сильвинитовый [Чечель, Машович, 1985]. Сильвин-карналлитовый тип разреза образует 15-километровые полосы северо-западного и северо-восточного простирания в пределах карналлитового типа разреза: сильвинитовый тип разреза имеет лишь локальное распространение. Разведанные запасы сильвинитовых руд по категориям В + С<sub>1</sub> составляют 1 744 367 тыс. т (383 688 тыс. т К<sub>2</sub>О). Они сосредоточены в трех горизонтальных пластах средней мощностью 2,97; 11,5; 5,74 м, залегающих на глубинах 800—900 м от поверхности. Попутными полезными компонентами, имеющими практическое значение, в сильвинитовой руде являются галит (64,7 %) и бром (0,155 %). Непское месторождение удовлетворит текущие потребности РФ в калийных удобрениях и обеспечит их экспорт.

**Каменная соль.** Лено-Тунгусский хатакратонный верхненевендско-среднекембрийский бассейн СП выполнен мощной (от 500—1000 м в окраинных участках до 2000—2500 м и более в центральной части) галогенно-карбонатной толщей, заключающей значительные по масштабу месторождения каменной соли. Слагающие толщу галититовые (преобладают), сульфатоносные и карбонатные формации парагенетически связаны между собой и обуславливают ее циклическое строение. Уста-

новлено пять крупных этапов соленакопления (А. А. Иванов, Ю. Ф. Левицкий, Я. К. Писарчик, М. А. Минаева, Г. А. Русецкая, М. А. Жарков, Э. И. Чечель, Я. Г. Машович, Ю. Г. Гилев и др.). Большинство исследователей придерживается эвапоритовой теории образования соленосных отложений.

В целом на территории Лено-Тунгусского бассейна имеется уникальное по масштабам месторождение каменной соли с прогнозными ресурсами в сотни триллионов тонн. По количеству разведанных и утвержденных запасов (14,25 % суммарных запасов по РФ) рассматриваемая группа галититовых формаций занимает второе место в России после Пермской области. Промышленные пласты каменной соли устанавливаются на трех уровнях (усольский, бельский и ангарский циклы соленакопления) на глубинах 500—2500 м. Их суммарная мощность составляет 300—2000 м, плотность запасов 500—4000 млн т на один квадратный километр площади. На территории Иркутской области (в ее платформенной части) разрабатываются четыре месторождения каменной соли: Усольское, Зиминское, Братское и Тыретское.

Считается, что в ближайшее время нет необходимости в проведении геологоразведочных работ по наращиванию запасов действующих предприятий (кроме Тыретского) и разведки новых объектов.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ ТАЙМЫРА

Промышленная ценность установлена для месторождений углей Западного Таймыра, приуроченных к терригенным угленосным отложениям перми. Из металлических полезных ископаемых наиболее важны коренные и россыпные проявления золота Карского поднятия. Коренные являются часто полигенными и полихронными и связаны с черносланцевыми формациями протерозоя и пересекающими их гранитоидами позднепалеозойской активизации. Россыпные проявления золота относятся к погребенным, аллювиальным и морским на севере Таймыра. Среди углеродистых отложений протерозоя установлены проявления титана. Также существенны платиноидно-медно-никелевые сульфидные проявления (с кобальтом и золотом), ассоциирующие с ультрамафит-мафитовыми интрузивами раннего триаса в пределах гор Бырранга. Кроме того, имеются небольшие проявления железных руд, месторождения и проявления серебро-свинцово-цинковых руд, проявления медно-молибденовые (порфировые); редкометалльно-редкоземельное, радиоактивное (уран-ториевое) и мышьяково-сурьмяно-ртутное (с золотом) оруденение, связанное с позднемезозойской активизацией. Из неметаллических полезных ископаемых известны проявления флюорита и барита (связанные с активизацией того же времени), а также мусковит и месторождения графита.

## ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Уголь.** Границы Таймырского каменноугольного бассейна совпадают с границами Южно-Таймырской эпипалеозойской складчатой зоны (рис. 58). Диксонскому и Быррангскому мегасинклиналям соответствуют Западно-Таймырская и Восточно-Таймырская угленосные площади. Здесь выявлено восемь месторождений и более 70 проявлений каменных углей (Н. А. Шведов). Мощность угленосной формации увеличивается с юго-запада на северо-восток от 1500 до 3000 м. Продуктивные угленосные отложения на юго-западе приурочены к верхней части быр-

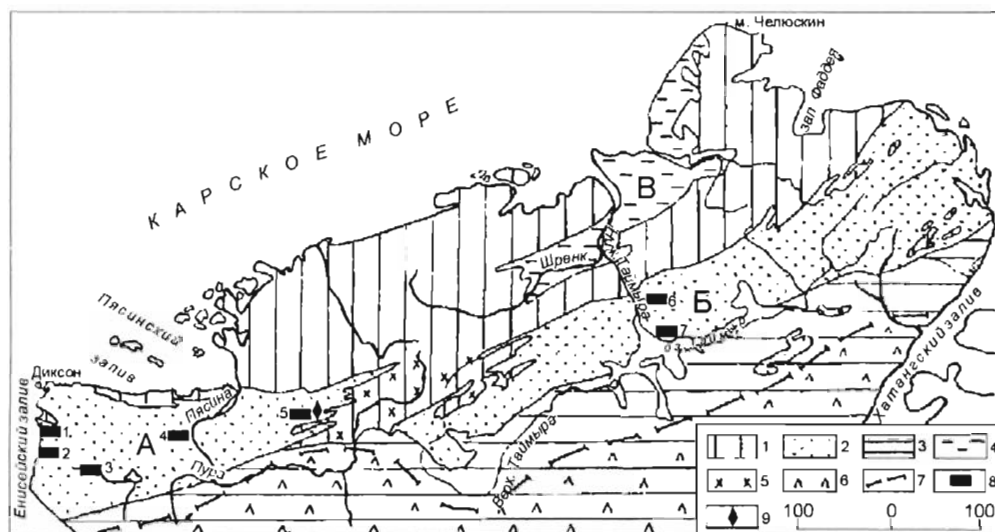


Рис. 58. Обзорная схема Таймырского угленосного бассейна (сост. С. Б. Шишлов).

1 — доугленосные образования (PR—C<sub>1</sub>); 2 — пермские угленосные отложения (А — Западно-Таймырский угленосный район, Б — Восточно-Таймырский угленосный район); 3 — мезозойско-кайнозойские (Т—Р) отложения; 4 — меловые угленосные отложения (В — Северо-Таймырская угленосная площадь); 5 — Тарейское валообразное поднятие; 6 — Енисей-Хатангский прогиб; 7 — условная граница Таймырского каменноугольного бассейна; 8 — месторождения углей; 9 — месторождение графитов и термоантрацитов Сэрэгэн.

Месторождения: 1 — Слободское, 2 — Крестьянское, 3 — Сырадасайское, 4 — Пясино, 5 — Тарейское, 6 — Черноярское, 7 — Заячьё.

рангского и соколинского горизонту (P<sub>1</sub>), а в районе Таймырского озера локализуются в верхней половине чернорского горизонта (P<sub>2</sub>). Максимальную мощность они имеют в районе р. Пясины (1500 м). На юго-западе (район рек Сырадасай, Крестьянка) и северо-востоке (район Таймырского озера) она сокращается до 500 м и менее. Угленосная формация содержит от 20 до 40 пластов и прослоев угля, из которых от 8 до 35 достигают рабочей (более 0,7 м) мощности (рис. 59). Угли относятся к классу гумолитов. Наиболее распространены полублестящие фюзинито-гелититы и полуматовые фюзилито-гелититы и гелито-фюзититы. Это полосчатые, неяснополосчатые и штриховатые угли, слагающие отдельные пласты или довольно мощные их пачки. Блестящие и матовые угли встречаются в виде прослоев (А. Н. Федотов, Г. М. Волкова и др.). Угли преимущественно мало- и средне-, реже высокозольные, низко-, иногда среднесернистые, со средней и трудной обогатимостью.

Степень метаморфизма угольного вещества возрастает «со стратиграфической глубиной» (по правилу Хильта). Вертикальная мощность зон метаморфизма для жирных, коксовых, отошенно-сжигающихся и тощих углей находится в пределах 550—700 м. Угли от тощих до антрацитов развиты на северо-западе региона. К югу и востоку степень метаморфизма углей снижается. Здесь последовательно сменяются зоны отошенных — коксовых, жирных и газовых углей (рис. 59).

Общая зональность распределения углей нарушается проявлениями контактового метаморфизма, связанного с развитием интрузий долеритов (А. Б. Гуревич, Г. М. Волкова и др.). Бассейн изучен слабо. Разведанные и предварительно оцененные запасы составляют менее 0,05 % его общих ресурсов. Наиболее перспективна



Рис. 59. Схема сопоставления разрезов основных месторождений каменных углей Таймырского бассейна (сост. С. Б. Шишлов).

1 — известняки; 2 — аргиллиты и алевролиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — туфы и базальты; 6 — пласты угля рабочей мощности; 7 — пропластки угля; 8 — пестроствность; 9 — растительные остатки; 10 — солоноватоводные двустворки; 11 — морские двустворки; 12 — брахиоподы.

для освоения Западно-Таймырская площадь. Она располагается на пересечении Енисейской водной магистрали с трассой Северного морского пути и содержит 76 % общих ресурсов углей бассейна (63 162 млн т, в том числе 17 294 млн т коксующихся). Наибольший промышленный интерес здесь представляет юго-западная зона (Слободское, Крестьянское, Сырадасайское месторождения, Верхнекрестьянское, Матвеевское, Лабакское, Надудо-Туркинское углепроявления) с высокой угленасыщенностью разрезов (суммарный рабочий пласт 25—42 м), с приповерхностным залеганием угленосных отложений с низкой интрузиенностью (1—5 %). Западный фланг зоны выходит на побережье Енисейского залива. Вторая перспективная зона располагается на северо-востоке (Пясинская площадь). Здесь известны Пясинское месторождение, Малоपुरское-II и Восточно-Пясинское углепроявления. Ожидается высокая угленасыщенность разрезов (суммарный рабочий пласт 25—42 м), наличие коксующихся углей. Зона располагается вблизи Пясинского залива. Отрицательный фактор — высокая интрузиенность продуктивной толщи (20—30 %). На востоке Западного Таймыра Сэрэгэнское месторождение представляет интерес как источник графитов и термоантрацитов (запасы графитов категории С<sub>2</sub> — 5,2 млн т, ресурсы

категории  $P_1$  — 132,1 млн т, запасы термоантрацитов категории  $C_2$  — 41,9 млн т, ресурсы категории  $P_1$  — 185,0 млн т).

Восточно-Таймырскую угленосную площадь, удаленную от населенных пунктов и водных магистралей, содержащую только 24 % общих ресурсов бассейна (19 501 млн т), следует признать непригодной для промышленного освоения в обозримом будущем.

**Уран.** Наиболее значительные объекты, содержащие уран и торий, известны в Нижнекийдинском массиве сиенитов поздне триасового—раннеюрского возраста. Это рудопоявления Туманное, Снежное и Воробьиное Перо. В первом из них в зоне контакта сиенитов и туфолоавовой толщи раннего триаса в метасоматически измененных породах с пиритом, гематитом, урановой чернью, ортитом и монацитом установлено содержание урана 0,029—0,46 %, тория до 0,77 %, лантаноидов — 0,1—3,0 %. В Снежном проявлении в зоне дробления обнаружены браннерит, уранинит, ортит с содержанием урана 0,1, тория 1,9 %. В рудопоявлении Воробьиное Перо встречены те же минералы, но их количества менее значительны: урана и тория по 0,1 %. Проявления охарактеризованы в разделе «Редкие металлы и редкие земли».

### РУДНО-МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

**Черные металлы. Железо.** В пределах гор Бырранга известен ряд мелких проявлений магнетитового и сидеритового типов. Примером является проявление Десуа, расположенное в среднем течении одноименной реки, где выявлены три рудных тела. Оруденение представлено сплошными магнетитовыми рудами размером  $0,8 \times 10$  м и вкрапленным апатит-магнетитовым оруденением. К югу магнетитовая залежь переходит в сидеритовую. Присутствуют пирит и флюорит. В массивных магнетитовых рудах содержатся пятиокись ванадия до 0,23 %, окись магния до 3,3 %, сера до 9,35 %, кремнезем до 7,12 %, пятиокись фосфора до 1,05 %. В магнетит-apatитовых рудах количество пятиокиси фосфора от 7 до 20 %. В сидеритовых рудах повышенное содержание окиси марганца (до 4,5 %). Прогнозные ресурсы железа по одному телу 324, по трем телам — 540, пятиокиси фосфора — 110 и окиси марганца 470 тыс. т.

Апатит-магнетитовое и гематит-магнетитовое оруденение обнаружено также в метасоматитах в районе Нижне- и Верхнекийдинского субщелочных массивов, а также в верховьях р. Фадьюкуда, где оно совмещено с флюорит-барит-редкоземельно-радиоактивным оруденением.

**Титан.** В бухте Воскресенского, на п-ове Михайлова и по берегу Харитона Лаптева, в низовьях р. Нижняя Таймура и на побережье Таймырского залива среди метаморфических углеродистых отложений протерозоя (воскресенская, стерлиговская свиты), выявлены ильменитсодержащие сланцы, образующие прерывистые слои мощностью от десятков сантиметров до 20 м. Суммарная мощность ильменитсодержащих сланцев 50—70 м, содержание ильменита в них от 2 до 10 %. Эти образования являются источником формирования ильменитовых россыпей. Максимальные концентрации ильменита — до 20—100 кг/м<sup>3</sup> выявлены у мыса Остен-Сакена вдоль западного берега Таймырской губы, на юго-восточном побережье Таймырского залива, около устья р. Нижняя Таймура и в других местах. На поверхности пляжей образуется гранат-ильменитовый концентрат. В россыпях отмечены монацит, циркон, касситерит, шеелит и золото. Прогнозные ресурсы составляют десятки миллионов тонн.

**Цветные металлы. Никель, медь.** Все известные проявления комплексных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд связаны с ультрамафит-мафито-

выми интрузивами, относимыми к боотанкагскому, дябакатаринскому, бинюдинскому, дюмпталейскому и тулай-кирякскому типам раннетриасового возраста. Более мелкие проявления ассоциируют с ультрамафитовыми интрузиями левлинского типа. Большая часть известных рудных объектов расположена в бассейне р. Верхняя Таймура в центральной части гор Бырранга на площади  $2500 \times 100 \text{ км}^2$ . Проявления изучались Н. Н. Нагайцевой, А. И. Архиповой, И. А. Наторхиным, Л. К. Цивьяном, М. З. Комаровой, С. М. Козыревым и др.

Наиболее перспективны Тальниковский, Фадьюкудинский, Горноозерский, Дябакатаринский, Боотанкагский и Дюмпталейский участки с одноименными интрузивами, несущими сульфидное медно-никелевое (с платиноидами) оруденение.

Примером является Боотанкагский рудоносный интрузив (М. З. Комарова и др.), расположенный в бассейне р. Большая Боотанкага. Форма его пластинообразная. Вмещающими породами являются терригенные отложения  $S_2$ — $P_1$ . Интрузив разломами разбит на блоки. Общая мощность его от 105 до 238 м. В разрезе Боотанкагского массива выделяются верхняя, центральная и нижняя части, соответственно сложенные кварцсодержащими безоливиновыми габбро-долеритами (30 м); оливинсодержащими, оливиновыми и гроктолитовыми габбро-долеритами (0—157 м) и «такситовыми» (14—17 м) габбро-долеритами. Выше и ниже присутствуют маломощные (0—7 м) контактовые оторочки. В массиве рассеяно вкрапленное (в интрузиве) и прожилково-вкрапленное (в породах экзоконтакта), реже шлировое сульфидное оруденение. Повышенное количество сульфидов в интрузии располагается в «такситовых» габбро-долеритах, где они образуют интерстиционную вкрапленность и шлиры (до 1,5 см). Среди рудных минералов преобладают пирротин, халькопирит, пентландит, пирит, кубанит, реже присутствуют макинавит, сфалерит, виоларит, марказит, минералы платины, самородная медь, сульфоарсениды и арсениды. Прожилково-вкрапленное оруденение расположено в нижнем эндо- и экзоконтакте. Размер выделений сульфидов до 0,5 мм, рудных прожилков (1,5—10 см). Шлир ручья Рудный имеет мощность 1,5 м и протягивается на 20 м. Он содержит до 2 % никеля и до 1,5 % меди. Минералогия сульфидного оруденения близка к вкрапленным рудам. Масштабы оруденения в целом по интрузиву незначительны. Содержание никеля и меди обычно не превышает 0,1 %, кобальта — 0,015 %. Максимальная концентрация никеля до 0,2, меди до 0,36, кобальта до 0,022 % приурочена к такситовым габбро-долеритам. Здесь же максимальное содержание (в г/т): платины — 0,2, палладия — 0,64, родия — 0,2, золота — 0,05 и серебра — 1,1.

В Боотанкагском интрузиве не выявлено горизонтов, соответствующих по мощности и содержанию компонентов современным кондициям. Прогнозные запасы никеля и меди с принятыми бортовыми содержаниями в два раза ниже кондиционных и составляют соответственно 176 и 287 тыс. т. Сульфидное оруденение только качественно сходно с медно-никелевыми рудами промышленных месторождений Норильского района, но отличается значительно меньшими концентрациями полезных компонентов и отсутствием существенных количеств сплошных сульфидных руд.

На отдельных перспективных участках с массивами Тальниковским, Габбровым, Горноозерским и др. также связано вкрапленное оруденение сульфидов, локализованное обычно в их нижних частях (в пикритоподобных, гроктолитовых, такситовых и контактовых габбро-долеритах). Мощность рудоносных горизонтов изменяется от 1—25 до 40 м (Габбровый интрузив). Рудные минералы и содержания полезных компонентов аналогичны Боотанкагскому проявлению. Рудопроявления, связанные с дябакатаринским типом интрузий, представленным дайками, расположены в бассейнах рек Дябака-Тари, Тарисейми-Тари и Неправильной на

площади более 150 км<sup>2</sup>. Мощность даек от 6 до 70 м, протяженность до 25 км. По данным А. И. Архиповой, рудоносны интенсивно амфиболизированные плагиоверлиты, пироксениты и анкармитовые габбро-долериты. Вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение (до 12 %) образует горизонты от 0,5 до 0,75 м. Состав оруденения аналогичен боотанкагскому типу и относится к пентландит (до 15 %)-халькопирит (до 15 %)-пирит-пирротиновой (до 80 %) ассоциации. Содержания (в борозовой пробе) никеля от 0,1 до 0,5, меди 0,15–0,2, кобальта 0,01–0,048 %. Возможно, дайки являются сигнальными от не вскрытых рудоносных массивов.

Дюмпталейский тип интрузий представлен одноименным массивом, расположенным на водоразделе правых притоков р. Верхняя Таймура — Дюмпталей и Луктах. По данным М. З. Комаровой и др. [Расслоенный..., 1999], массив имеет мощность 600 м и сложен (сверху вниз) сиенит-диоритами (23—141 м), феррогаббро и анортозитами (241—494 м), перидотитами, оливинитами, пикритовыми и троктолитовыми габбро-долеритами (17—66 м) и таксито-контактовыми габбро-долеритами. Интрузив содержит густовкрапленное и массивное титаномagnetитовое оруденение в зоне феррогаббро и повышенное количество сульфидов в богатых оливином породах. Содержание меди в них — до 0,3, никеля до 0,2, кобальта до 0,02 %, сумма ЭПГ от 0,4 до 0,8, реже до 1,6 г/т. Состав сульфидов: пирротин (1—95 %), халькопирит (1—85 %), пентландит (доли — 20 %), кубанит (1—30 до 80 %), макиновит, виоларит, пирит, миллерит, полидимит, галенит, никкелин, МПГ и золото. Морфология, структура и характер сростаний рудных минералов близки к Норильским месторождениям, отличаясь от последних низким содержанием полезных компонентов, совмещением с богатым оксидным (магнетит, ильменит) оруденением, наличием сульфоарсенидов, редкоземельной и радиоактивной минерализации.

Во всех вышеупомянутых сульфидных медно-никелевых проявлениях содержание меди превосходит количество никеля. Лишь в породах интрузива р. Бинюда на Западном Таймыре, имеющего мощность 300 м и сложенного преимущественно (90 %) ультрамафитами, никель (0,59—0,70 %) преобладает над медью (0,023—0,14 %).

По данным А. П. Салманова и др., прогнозные ресурсы по пяти участкам — Тальниковскому, Габбровому, Горноозерскому, Дябакатаринскому и Боотанкагскому — составляют: меди 46 668,9, никеля 1383, кобальта — 265 тыс. т, МПГ — 934 т. Однако прогнозные ресурсы обоснованы слабо.

**Медь, молибден.** Медно-молибденовые руды на Таймыре связаны с широко развитыми интрузиями гранитоидов. В Таймырской складчатой области выделяются два района развития оруденения: Западно-Таймырский (Убойнинский) и Северо-Таймырский (Челюскинско-Чукчинский). В пределах первого выявлено несколько рудопоявлений, из которых наиболее крупные гидротермальные пирит-халькопирит-молибденовые проявления: Убойное I и Убойное II, связанные с поздне-триасовой—раннеюрской эпохой тектоно-магматической активизации. Первое из них, Убойное I, по данным Л. П. Никулова и др., расположено на водоразделе Останцевой и Правой Убойной. Оруденение приурочено к эндоконтакту штока кварцевых монзонитов в виде штокверка длиной 1,3 км серповидной формы. Кроме пирита, халькопирита и молибденита присутствуют галенит, сфалерит, магнетит, гематит, малахит, азурит. Содержание (в %): меди — от 0,005 до 7,87; молибдена — 0,0005—0,60; свинца — до 4,45, цинка — до 40, серебра — до 125 г/т, золота — до 10 г/т. Проявление Убойное II в верховьях р. Останцевая приурочено к интрузии кварцевых монзонит-порфиров, гранодиорит-порфиров и вмещающим пропилитизированным песчаникам перми. Медно-молибденовая (со свинцом, цинком, сереб-

ром и золотом) минерализация выявлена на площади 4,5 км<sup>2</sup> и до 165 м на глубину. Содержание (в %): меди — 0,005—0,5; молибдена — 0,0005—0,013; свинца — 0,002—1,35; цинка — 0,008—0,15; серебра — до 15 г/т, золота — до 0,3 г/т. Высокие содержания меди и молибдена в Убойнинских проявлениях представляют интерес как их потенциальная сырьевая база слабоизученного района, но доступного в связи с расположением вблизи порта Диксон.

На п-ове Челюскин расположено месторождение Порфировое, приуроченное к крупному гранит-порфировому штоку позднепалеозойского возраста, прорывающему брекчированные липаритовые туфы протерозоя. Оруденение представлено молибденит-пиритовой вкрапленностью и кварцевыми прожилками штокверкового типа во вмещающих вулканитах. С молибденитом ассоциируют блеклая руда, халькопирит и магнетит. Среднее содержание молибденита на площади 0,3 км составляет 0,3 %. Бурением скважин оруденение прослежено на 100 м. Из-за удаленности и неразвитой инфраструктуры проявление интереса не представляет.

**Свинец, цинк.** Многочисленные проявления и два полиметаллических месторождения расположены в южной части гор Бырранга в полосе, протягивающейся от бассейна верхнего течения р. Верхняя Таймыра до северного побережья оз. Таймыр. К востоку от этой территории также известны единичные проявления вплоть до моря Лаптевых. Протяженность полосы с перерывами 400 км при ширине 20—40 км. На северном побережье оз. Таймыр расположены два небольших частично разведанных месторождения свинца и цинка — Партизанское и Суровоозерское — и десятки не оцененных проявлений. Гидротермальное оруденение представлено многоярусными легкими галенит-сфалерит-сидеритовыми жилами и зонами брекчирования, относящимися к позднетриасовой—раннеюрской эпохе активизации.

Партизанское месторождение опойсковано до глубины 200 м. Оно состоит из нескольких крутопадающих жил мощностью от 1,5 до 4 м, прослеженных по простиранию на 3 км. Содержание свинца в жилах 19,77, цинка — 19,82 %, серебра — от 200 до 800 г/т. Разведанные запасы свинца и цинка по категории С<sub>2</sub> составляют 80 тыс. т. На месторождении Суровоозерское запасы по той же категории, подсчитанные по трем жилам, протяженностью 400 м (на глубину 180 м), составляют 19 тыс. т свинца и 12 тыс. т цинка при среднем содержании свинца 15 и цинка 10 %. Ценность руд увеличивается в связи с высоким содержанием в них серебра. Кроме того, в них присутствуют медь, мышьяк и сурьма. Этот район — резервный источник сырьевой базы полиметаллических руд [Минерально-сырьевая..., 1995].

**Сурьма, ртуть, мышьяк (с золотом).** Комплексные рудные образования этого типа выявлены на севере Быррангской области. Большинство рудопоявлений локализовано в глинисто-карбонатных отложениях ордовика и силура и меньшее их количество в каменноугольных известняках (Убойнинское). Рудные тела представляют собой минерализованные зоны дробления и жилы, расположенные, по данным Н. К. Шануренко, в присводовых частях мелких положительных структур. Выделяются три минеральных типа рудных тел: реалгар-антимонит-киноварный (Убойнинское проявление), реалгар-аурипигмент-антимонит-киноварный (Извилистое, Тарейское) и аурипигмент-реалгаровый (Ленинская группа проявлений). Примеры — проявления Извилистое и Убойнинское.

Извилистое проявление расположено в верховьях р. Тарей и локализовано в зоне брекчированных и окварцованных известняков ордовика (протяженностью до 1 км) в виде жил, линз, гнезд и штокверков. Две крутопадающие рудные зоны мощностью 1,2 и 1,8 м опробованы на 125 и 75 м по простиранию. Содержание (в %) в них ртути 0,65 и 0,5; мышьяка 15,2 и 15; сурьмы 0,05 и 0,4 соответственно. Максимальная



концентрация в гнездах (%): ртути — 13,6; мышьяка — 65 и сурьмы — 4,5. Руды содержат золото от 0,36 до 4,7, максимум до 23 г/т.

Проявление Убойнинское расположено на западе Таймыра в верхнем течении р. Малая Убойная среди известняков верхнего девона и нижнего карбона, где развиты брекчии, штокверки и кварцево-кальцитовые жилы с реальгаром, киноварью и антимонитом на площади 8 км<sup>2</sup>. Содержание мышьяка до 50,6 %, в среднем — 2, сурьмы 0,01—0,2, ртути до 0,022 %, золота до 0,3 г/т. По данным Н. П. Никулова и др., прогнозные ресурсы до глубины 100 м по Р<sub>3</sub> составляют 18 тыс. т металлического мышьяка.

**Благородные металлы. Золото.** Основные ресурсы золота связаны с Северо-Таймырской провинцией, контролируемой докембрийским Карским сводовым поднятием, характеризующимся широким развитием флишеидных черносланцевых формаций, прорванных гранитами, ультрамафитами и мафитами протерозоя и палеозоя. Золоторудные проявления связаны преимущественно с сульфидной (или малосульфидной) золото-кварцевой формацией, с ископаемыми россыпями мезозоя и современными аллювиальными и морскими россыпями.

Эндогенное оруденение приурочено главным образом к штокверковым жильным полям сульфидной золото-кварцевой формации. Наибольший интерес представляют участки полихронного рудогенеза, образующие несколько потенциально золоторудных площадей на Северном Таймыре. Пример полихронных перспективных золотопроявлений — рудопроявления Конечное и Жильное. Первое из них расположено в районе бухты Минина среди дислоцированных образований протерозоя в виде зоны кругосекущих жил (мощностью 10—40 м) протяженностью 600 м. Вмещающие породы карбонатизированы, окварцованы, сульфидизированы. Жилы содержат до 15 % сульфидов (пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда) и мелкое золото в виде вкрапленности и прожилков в пирите (53 %), арсенопирите (25 %) и между этими минералами (19 %). Содержание золота в жилах от 0,01 до 8 г/т. Возраст сульфидной минерализации, по данным Н. К. Шануренко, 200 млн лет. Второе перспективное золотопроявление Жильное находится в верховьях р. Чукча, где среди углеродистых формаций протерозоя (ждановская свита) выявлено обширное поле кварцевых жил мощностью от 0,5 до 1,5 м (до 10 м в раздувах). Жилы согласны с вмещающими породами и пересекают их. Содержание сульфидов до 10 %, золота от 0,1 до 50 г/т. Золото заключено в кварце (70 %), пирите (17 %), галените и сфалерите (12 %). Кроме золота, оруденение содержит серебро (до 500 г/т), медь (до 4 %), цинк (до 0,5 %), свинец (до 0,1 %), мышьяк (до 0,5 %). По данным Н. К. Шануренко, на Жильном проявлении два типа оруденения: 1) метаморфогенно-гидротермальное (протерозоя) — вкрапленно-прожилковые руды в пиритизированных углеродистых сланцах и 2) гидротермальное — секущие кварцево-сульфидные жилы с возрастом 200 млн лет (по свинцу).

Кроме того, на Севере Таймыра выявлены многочисленные рудопроявления, связанные с зонами березитизации и лиственитизации, древними корами выветривания, гранитоидами протерозоя и позднего палеозоя с содержаниями золота от первых граммов на тонну до 50—60 г/т, которые могут оцениваться как потенциальные месторождения с ресурсами, достигающими многих десятков тонн [Перспективы..., 1997].

К группе коренных проявлений золота на Центральном Таймыре относится также ртутно-мышьяковый тип рудопроявлений, наиболее крупными из которых являются Узкое и Извилистое (см. разд. «Ртуть», «Мышьяк», «Сурьма»). Содержание золота в них варьирует от 1 до 50 г/т (среднее 6—8 %). Прогнозные ресурсы до глубины 100—200 м по каждому месторождению оцениваются в несколько десятков тонн.

По характеру геологического строения и типу коренного оруденения рассматриваемая территория сходна с рядом золотоносных провинций мира. Общий потенциал провинции оценивается в первые тысячи тонн золота [Перспективы..., 1997].

Кроме того, в пределах Карской провинции выявлены россыпные проявления золота в мезозойских (нижняя юра) слаболитифицированных конгломератах кунарской свиты, эоценовых галечниках (каменский горизонт, так называемая рыжая толща), в корях химического выветривания по золотоносным конгломератам нижней юры и в современных аллювиальных и морских отложениях.

Россыпи формируются в Северо-Таймырской впадине, в Челюскинском, Шренк-Мамонтовском районах и на шельфе пролива Вилькицкого. В Северо-Таймырской впадине золотоносные россыпи расположены в районе выходов золотоносных конгломератов кунарской свиты. Достоверные запасы по категории  $C_2$  определены только для погребенной россыпи приустьевой части р. Унга. Пласт песков приурочен к приплотиковой части нижнеюрских конгломератов и конгломерато-брекчий. Средняя мощность песков 1,1 м, среднее содержание золота  $1,04 \text{ г/м}^3$  при вариациях от 0,3 до  $1,9 \text{ г/м}^3$ . На севере п-ова Челюскин россыпи контролируются Серебрянско-Кунарской, Унгинской и Паландерской депрессиями, где выявлены золотоносные эоценовые коры химического выветривания по золотоносным конгломератам нижней юры, представленные пестроокрашенными каолининовыми и гидрослюдисто-каолининовыми глинами с валунами и галькой кварцитов и кварца, содержащими промышленные россыпи золота. Россыпи располагаются в двух золотоносных пластах (от 0,5 до 8,5 м) с содержанием золота от 0,2 до  $28 \text{ г/м}^3$ , с наибольшей концентрацией в карстовых впадинах.

В Шренковской депрессии развита формация золотоносных галечников эоцена (каменский горизонт). Выходы горизонта фиксируются шлиховыми ореолами с содержанием золота до  $2,5 \text{ г/м}^3$  (среднее  $0,94 \text{ г/м}^3$ ). Самыми достоверными являются ресурсы п-ова Челюскин, на территории которого широко развиты аллювиальные россыпи с многоярусным строением.

Поисковым бурением изучена золотоносность россыпей долин рек Унга, Кунар, Серебрянка, Ханневича, Ленинградская, Баркова, Галечникова. Россыпи имеют протяженность от 1,6—5,5 до 30 км при ширине от 40—70 до 200 м и более. Мощность пласта 0,8—3,2 м, содержание золота 0,5—1,5, иногда до  $7,5 \text{ г/м}^3$ . Мощности горфов составляют от 2—4 до 20 м. Общая сырьевая база опробованных бурением долин оценивается по категориям  $P_1 + P_2 + P_3$  в 50 т.

В центральной части Северного Таймыра в долинах рек Мамонта и Шренк шлиховым опробованием установлена золотоносность аллювия с поверхности на протяжении до 200 км при наличии участков с весовыми содержаниями металла 1—2  $\text{г/м}^3$ .

Морские россыпи прогнозируются на шельфе пролива Вилькицкого в дельтах рек Серебрянка, Ханневича, Кельха, Мод, Кунар и в других местах. Малые объемы опробования при отсутствии глубинного опробования не позволяют оценить россыпную золотоносность Таймыра в целом.

**Платина и платиноиды.** Рудопоявления ЭПГ выявлены на Центральном и Западном Таймыре в связи с ультрамафит-мафитовыми интрузивами боотанкагского, дьякаатаринского, дюмпгалейского и бинюдинского типов, содержащими также сульфидное медно-никелевое оруденение (см. «Никель») и описаны по данным Н. Н. Нагайцевой, А. И. Архиповой, И. А. Наторхина, А. П. Салманова, Д. К. Цывьяна, Д. О. Ленчука, М. З. Комаровой, С. М. Козырсева и др.

В Тальниковском, Габбровом, Горноозерском и Боотанкагском интрузивах боотанкагского типа горизонты, содержащие платину и палладий, совмещены с суль-

фидным медно-никелевым оруденением, располагающимся обычно в их нижней части. Содержание в них платины от 0,1 до 0,9, палладия от 0,49 до 0,8 г/т, изредка достигая в сумме 2,4 г/т (Тальниковский интрузив). Иногда повышенное количество ЭПГ отмечается в верхнем горизонте пегматоидов, содержащих низкое количество сульфидов, но и ЭПГ там меньше: платины 0,13, палладия 0,38 г/т (Габбровский интрузив). Имеются данные о содержании и в верхних горизонтах других интрузивов этого типа малосульфидного платиноидного оруденения [Платинометаллы..., 1994] с содержаниями платины от 0,1 до 0,6 и палладия от 0,2 до 1,1 г/т. Однако эти данные требуют проверки.

В сульфидоносных породах дябакатаринского типа содержание платины от 0,1 до 0,43, палладия от 0,2 до 0,9 г/т.

В пяти наиболее перспективных рудоносных участках (Тальниковский, Габбровский, Горноозерский, Боотанкагский и Дябакагаринский), по данным А. П. Салманова и др., прогнозные ресурсы МПГ достигают 934 т. Дюмпталейский интрузив наряду с оксидным и сульфидным оруденением содержит МПГ, приуроченные к нижней ультраосновной части массива. Сумма МПГ от 0,4 до 0,8, реже 1,6 г/т, в том числе (г/т): платины 0,2—0,78, палладия 0,1—0,8, родия 0,02, иридия до 0,05, рутения 0,09, осмия до 0,035; Pd/Pt — 1—1,5, редко 2. В сульфидоносных породах интрузива Бинюда (р. Бинюда, Западный Таймыр), имеющего мощность около 300 м и состоящего в основном (90 %) из ультрамафитов (плагиопорфиров, плагиооливинитов) и небольшой доли (10 %) меланократовых габброидов, содержание платины и палладия в сумме составляет, по О. А. Дюжикову и др., 0,1—0,8, а в отдельных пробах до 16 г/т. По данным К. Н. Малича и Е. В. Тугановой, сумма ЭПГ в Бинюдинской интрузии изменяется от 0,117 до 0,241 г/т в ультрамафитах, достигая в габброидах (габбро-троктолитах) 0,462 г/т. В ней также содержатся более редкие тугоплавкие платиноиды (в г/т): родий 0,03—0,015; иридий 0,009—0,016; рутений 0,020—0,071, осмий 0,014—0,045 с максимумом в габбро-троктолитах.

Содержания платиноидов в ультрамафит-мафитовых интрузиях Таймыра невелики, за исключением интрузий р. Бинюда, которые подлежат проверке.

На севере Таймыра установлены шлиховые ореолы железистой и самородной платины, связанные с интрузиями гипербазитов кунарского типа, возможно выявление россыпей МПГ [Перспективы..., 1997].

**Редкие металлы и редкоземельные элементы.** В южной части Быррангской зоны известны комплексные флюорит-барит-редкоземельные руды, особенно на междуречье Верхней Таймыры и Фальдюкуды, связанные с телами небольших интрузий сиенитов, щелочными и карбонатными метасоматитами.

Выделяются два типа проявлений: 1) в массивах сиенитов Нижнекыйдийском (Воробьиное Перо, Туманное, Снежное) и Верхнекыйдийском (Тальник, Кыйда) и 2) в карбонатных метасоматитах, также ассоциирующих с сиенитами. К Нижнекыйдийскому массиву приурочены залежи магнетит-апатитового оруденения с нечеткими границами и гнездовое, вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение магнетит-пирит-апатит-браннерит-ортитово-карбонатного состава с варьирующим содержанием редкоземельных и радиоактивных элементов. Мощность оруденения до десятков метров, длина до первых сотен метров. Минералы, слагающие руды — магнетит, апатит, ортит, сфен, торит, фторкарбонаты, флюорит. Содержание лантана и церия от 0,1—0,5 до 3, урана до 0,4, тория до 2 %.

В карбонатных метасоматитах оруденение имеет сложную морфологию и структуру, изменчивые размеры рудных тел (десятки-сотни метров) и сложено карбонатами, баритом, гематитом, магнетитом, флюоритом, редкими землями. Пример — проявления Кыйда и Тальник. Первое расположено в верховьях одно-

именной реки в крупном блоке карбонатных пород ( $5 \times 22$  км) и сложено метасоматитами. На участке  $0,4 \times 0,1$  км развита интенсивная минерализация. На востоке Таймыра представляет интерес месторождение флюорита на горе Белая.

В пегматитовых жилах Бирулинского поля присутствует значительное количество акцессорных минералов: граната, турмалина, апатита, шпинели, магнетита, гематита, а также титансодержащих и редкометалльных минералов: берилл, хризоберилл, касситерит, колумбит, стрюверит, сподумен, монацит, ксенотим, циркон, молибденит, висмутин, бенжаминит. Наиболее распространен берилл, обнаруженный в 50 % тел. Геохимическая специализация характеризуется высоким содержанием редких щелочей (литий, рубидий, цезий) и редких металлов (олово, бериллий, ниобий, цирконий, германий, галлий, тантал и др.), а также титана и цинка. Жилы изучены слабо. Рекомендуются дальнейшее изучение редкометалльного сырья, особенно их бериллиенности.

**Прочие виды сырья. Графит и термоантрацит.** В пределах Таймырского угольного бассейна расположено месторождение графита и термоантрацита на горе Сэрзген, образованное при контактовом метаморфизме углей под воздействием интрузий долеритов. На месторождении выявлено семь пластов графита, семь пластов термоантрацита мощностью от 1 до 2,5 м и множество мелких пропластков. Высокое качество графита в связи с низкой зольностью (4—6 %), малым выходом летучих (1—3,5 %), низким содержанием кремнезема (1,8—3,3 %) и высоким содержанием свободного углерода (90—92 %) позволяют применять его в качестве тигельных и литейных марок ГТ-1 и ГЛ-1. Термоантрациты имеют низкую сернистость (0,08 %), высокую углеродную активность (94,5 %) и являются идеальным восстановителем для железа, хрома, никеля, а также могут использоваться для изготовления электродных блоков и подовых блоков в металлургии. Прогнозные ресурсы оцениваются в 250—300 млн т по каждому виду сырья. Кроме того, на Западном Таймыре выявлен ряд проявлений графита и термоантрацита с общими ресурсами около 1000 млн т [Минерально-сырьевая..., 1995].

Графит также распространен в гнейсах и высокоглиноземистых кристаллических сланцах в южной части Харитоновского массива. В 25 км выше устья р. Ленивая обнажена пачка графитовых сланцев мощностью до 150 м. Графит встречается также в зонах развития харитоновской и гревожнинской серий протерозоя. Перспективы этих образований не выяснены.

**Слюда (мусковит).** Приурочена к Бирулинскому пегматитовому внутриграницовому полю, расположенному на побережье залива Бирули и прилегающих островов архипелага Норденшельда. На площади  $150 \text{ км}^2$  выявлено 3000 жил. Длина их 100—800 м до 1,5 км, мощность от 0,1 до 30, чаще 10 м. Промышленные концентрации мусковита сосредоточены на границе кварцевых ядер с пегматоидными зонами. Их мощность 0,2—9 м при длине 8—250 м. Реже ослюденения гнездовые. Размер кристаллов от 2—3 до 30 см при толщине 0,5—12 см. Перспективных жил 15 %, промышленно значимых 2 %. Все тела имеют низкую и среднюю слюдоносность ( $12\text{—}35 \text{ кг/м}^3$ ). Опробование глубоких горизонтов (до 20 м) показывает увеличение параметров слюдоносных зон и улучшение качества мусковита. Необходимо изучение бирулинского пегматитового поля для прогнозной оценки его сырьевых ресурсов.

Мелкие проявления мусковита приурочены к керамическим пегматитам Каменско-Толевского и Нижнеголевского полей в пределах гранито-гнейсового массива.

В Каменско-Толевском поле из 2000 пегматитовых жил 15 % содержат мусковит. Ослюденение наблюдается в виде гнезд до  $1 \times 12$  м. Количество мусковита достигает  $35 \text{ кг/м}^3$  (максимум  $113 \text{ кг/м}^3$ ). Нижнеголевское поле площадью  $100 \text{ км}^2$

располагается среди плагиогнейсов, мигматитов, теневых и реоморфических гранитов. Пегматиты, плагиоклазовые и микроклиновые, содержат гнезда мусковита. Выявлено 35 слюдоносных жил на площади около 2600 м<sup>2</sup>. Среднее содержание забойного сырья 5,9 кг/м<sup>3</sup>. Выход колотой слюды до 16,9 % при составе мусковита № 5—6 (34,5 %), № 7—8 (65,5 %). Пегматиты с мусковитом выявлены на мысе Триангуляционном, в верховье р. Слюдяная и на р. Медвежья.

**Флюорит и барит** (см. «Редкие металлы и редкоземельные элементы»).

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В пределах Енисейского кряжа известны месторождения золота (Советское, Пролетарское, Эльдорадо, Олимпиадинское, Верхне-Енашимское), сурьмы (Удереysкое, Раздольнинское), полиметаллов (Поревское), олова и вольфрама (Олень), тантало-ниобатов (Кийское), марганца (Порожнинское), железа (Приангарское, Ишимбинское, Верхне-Олоноконское, Климинское и др.), талька (Талькинское) и магнетита, а также проявления урана.

### ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Уран.** Многочисленные проявления урана локализованы в структурах Енисейского кряжа среди различных образований. К седиментогенным относятся углеродистые сланцы в породах докембрия (тейская, сухопитская, тунгусикская серии), фосфоритах кембрия и девона (джурская и казачинская свиты), содержащих до первых сотых процента урана и до 17,8 % Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub>, а также в россыпях урансодержащих монацита и ксенотима, разрабатывающихся с 1937 г. на редкие земли (месторождения Казачинское, Таракское, Богунайское и др.).

Наибольшее практическое значение на Енисейском кряже имеет урановое и золото-урановое оруденение в связи с метасоматитами гумбеитового и гидрослюдисто-карбонатного типа, локализующееся среди вулканогенно-терригенных образований рифея. Пространственное размещение концентраций урана контролируется зонами крупных разрывов докембрия преимущественно северо-западной ориентировки, подновленных в рифее и палеозое. Объектами этого типа являются Кедровое и Олень месторождения, Долинное, Дальнее, Ногатинское рудопоявления, относящиеся к настурановому и браннерит-настурановому (с золотом) минеральному типу.

Кедровое месторождение урана располагается в восточной части Кедрово-Вороговской мульды, осложняющей Верхне-Вороговский антиклинорий. Сложена она осадочно-вулканогенными отложениями потоскуйской свиты рифея, прорванными субвулканическими интрузиями и дайками кварцевых порфиров ковригинского комплекса и межпластовыми телами, дайками и штоками габбро-диабазов и габбро-диоритов водораздельного комплекса. Рудное поле имеет блоково-чешуйчатое строение, оно протягивается с юга на север на 4,7 км при ширине до 1000 м; с юга и северо-запада оно не оконтурено. Большая часть урановорудных залежей месторождения локализована во фронтальной части надвигов и приурочена преимущественно к верхам продуктивной толщи, представленной переслаиванием песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с межпластовыми телами порфиров и порфириидов (по кварцевым порфирам). Оруденение тяготеет к линзам песчаников и их контактам со

сланцами или вулканитами, играющими роль экрана. Мощность продуктивной части разреза — от 40 до 80 м. Рудные тела в форме линз протяженностью в десятки метров при мощности 0,65—3 м, с содержаниями урана 0,035—0,104 %, группируются в пологопадающую, а затем резко погружающуюся на юго-запад полосу длиной 1900 и шириной 400 м; они прослежены до глубины 450 м. Урановая минерализация располагается в ореолах гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов и представлена настураном и браннеритом, ассоциирующими с пиритом, галенитом, халькопиритом, иногда молибденитом. В рудных залежах, а иногда и вблизи них, встречается золото (0,3—1,5 г/т на мощность 1—5 м).

Оленье месторождение в южном замыкании Кедрово-Вороговской мульды (8 км южнее Кедрового месторождения) локализовано в сходной геолого-структурной обстановке — во фронтальной части надвиговой зоны, сложенной катаклазированными и брекчированными песчаниками и сланцами с ореолами березитов, гумбеитов и гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов. Рудная полоса имеет размеры в плане 1—2 × 6—8 км и включает сближенные рудные тела мощностью 0,4—3 м с содержаниями урана 0,03—0,1 %. Урановая минерализация представлена браннеритом, коффинитом, уранинитом и настураном в виде гнездовидных выделений и вкрапленности в брекчированных, измененных породах с пиритом, арсенопиритом, марказитом, галенитом и золотом.

На Оленьем месторождении намечены две эпохи уранового рудообразования — 650—525 и 355—262 млн лет (свинцово-урановый метод).

В структурах Ангаро-Канского антиклинория установлены признаки уранового оруденения между древними комплексами фундамента и верхнерифейскими отложениями чехла. Предполагается, что оруденение Кременецкого, Полтавского, Шилкинского участков может оказаться аналогом месторождений типа несогласия урановорудных провинций Атабаска (Канадский щит) и Аллигейтор (Австралийский щит).

## РУДНО-МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

**Черные металлы. Железо.** В пределах Енисейского края развиты рифейские железорудные месторождения метаморфизованного (Нижнеангарское, Удоронгское, Ишимбинское) и скарного (Енашиминское, Лендахское) типов, триасовые гидротермально-метасоматические месторождения (Верхнеоллоноконское, Климинское, Правобережное, Говорковское) и мезозойско-кайнозойские осадочные бурожелезные проявления.

Очень крупным (запасы железа составляют 1177,8 млн т) является Нижнеангарское железорудное месторождение метаморфизованного типа, залегающее в песчаниках, гравелитах и конгломератах терригенно-карбонатной формации рифея (нижнеангарская и дашкинская свита). Месторождение расположено в юго-восточной части Ангаро-Питского прогиба на западном крыле Дашкинской брахисинклинали. Рудоносный горизонт прослеживается в северо-западном направлении на расстояние 18,5 км и содержит от 6 до 25 пластов гематитовых руд мощностью от 1 до 20 м и протяженностью от 0,3 до 14 км [Кочкин и др., 1980]. Руды сложены гематитом, гидрогематитом и гетитом, реже сидеритом, магнетитом, пиритом и халькопиритом. Среднее содержание железа составляет 40,3, пятиокиси фосфора — 0,072, серы — 0,016 %; общие запасы железных руд в Ангаро-Питском бассейне оцениваются в 5 млрд т.

Скарно-магнетитовые месторождения (Енашиминское, Лендахское) залегают в терригенно-карбонатных метаморфизованных рифейских пенчегинской и кордин-

ской свитах вблизи контактовых зон с гранитоидами татаро-аяхтинского комплекса. Состав элементов примесей в рудах свидетельствует о вулканогенно-осадочной природе первичных залежей (V, Mn), метаморфизованных под воздействием гранитоидов (Sn, W). Запасы железа в месторождениях составляют около 200 млн т.

Гидротермально-метасоматические месторождения магнетитовых руд (Верхне-Оллонокское, Климинское, Правобережное, Говорковское) расположены в районе Приангарья, парагенетически связываются с триасовой базитовой формацией и залегают в терригенно-карбонатных отложениях палеозоя. Руды представлены магнетит-пироксеновыми и магнетит-пироксен-гранатовыми скарнами с содержаниями железа 55—60 %; прогнозные запасы железа составляют 200—300 млн т, а в целом в Приангарской зоне 1,2—1,5 млрд т (по  $P_3$ ).

**Марганец.** Единственным крупным месторождением окисленных руд является Порожинское. Оно расположено на севере Енисейского кряжа в бассейне р. Порожная, где залегает среди нижневендских молассоидных отложений Вороговского прогиба. Марганцевые руды псиломелан-пиролюзит-манганитового состава с полосчатой, местами колломорфной текстурой и линзовидными прослоями (реликтами) кремнистых, алевритовых глинистых сланцев и доломитов. Среднее содержание марганца — 25—35 %. Мощность от 2—5 до 30 м. Марганцевое оруденение локализовано в брахиформных синклинальных структурах, осложненных разломами. Разведанные запасы марганца оцениваются в 100 млн т окисных руд. Марганцевые руды образовались при гипергенном изменении обогащенных марганцем докембрийских (вендской подъемнинской свиты) пород с содержанием  $MnO$  1—10 %. Время формирования кор выветривания относится к мезозою—кайнозою, так как основные гидроокисные рудные минералы — псиломелан, пиролюзит и манганит — являются типичными представителями «молодых» (олигоцен-четвертичных) осадочных и остаточных месторождений и никогда не сохраняются в метаморфизованных породах [Б. М. Михайлов, 1986].

**Титан.** Современные аллювиальные пойменные и русловые россыпи с промышленными концентрациями ильменита известны в Ангаро-Канской части Енисейского кряжа, где они распространены в области развития базитов. Эти россыпи в основном комплексные — титан-цирконий-редкоземельные — Большекузиевская, Малокузиевская, рек Островная, Кимбирики и др. Протяженность россыпей составляет первые десятки километров. Ширина 120—450 м. Мощность продуктивного горизонта 0,5—2,2 м. Среднее содержание ильменита в россыпях колеблется от 20 до 30 кг/м<sup>3</sup>. Нередко в них присутствует золото — до 0,3—1,5 г/т.

Большекузиевская россыпь имеет длину 20 км, ширину от 190 до 420 м. Мощность рудоносного пласта песков колеблется от 0,5 до 1,2 м. В его нижней части установлены «рудные струи», характеризующиеся весьма неравномерным распределением полезных компонентов — ильменита, монацита, циркона. Среднее содержание их в россыпи соответственно равно 23,9, 0,143 и 0,623 кг/м<sup>3</sup>. Запасы по категории  $C_2$ , подсчитанные для ильменита, составляют 240,9 тыс. т.

Ильменитовые, циркон-ильменитовые и монацит-ильменитовые кайнозойские россыпи, в основном аллювиального и аллювиально-делювиального генезиса, известны также на Алданском щите. Повышенные содержания ильменита отличаются в аллювиальных золотоносных россыпях Верхне-Тимптонского района. Шлиховые ореолы известны по рекам Кудулах, Ыакай, Ытылах, в приустьевой части р. Темулякит. Содержание ильменита в них — 10,5; 18,7; 10,8 кг/м<sup>3</sup>, монацита — 0,34—112 г/м<sup>3</sup> и циркона — до 3,2 кг/м<sup>3</sup>.

Комплексное проявление Большой Нымныр представлено аллювиальной россыпью, вероятнее всего, миоценового (на основании новых уточненных данных) [Хо-



тина, 1996] возраста. Содержание ильменита — 28—68, монацита — 0,2 и циркона — 0,5 кг/м<sup>3</sup>.

**Цветные металлы. Свинец, цинк.** Промышленные месторождения свинца и цинка (Горевское, Тенегинское, Усть-Ангарское) приурочены к западной части Енисейского кряжа. Представителем является крупное Горевское месторождение, расположенное на левом берегу Ангары в 38 км от ее устья, в узле пересечения зон разломов субмеридионального и субширотного простирания. Вмещающими оруденение являются кремнисто-терригенно-карбонатные породы среднеерифейской шунтарской свиты, образующие синклиналиную складку шириной около 1,5 км, осложненную складками более высоких порядков. Рудная зона располагается на северо-востоке крыла синклинали и имеет субсогласное залегание с вмещающими породами. Протяженность рудной зоны составляет 1,8 км при ширине 0,5 км и глубине (по падению) до 1,4 км. В рудном поле месторождения находятся три рудных тела — Главное, Западное и Северо-Западное, мощность которых колеблется от 10 до 100 м, а протяженность от 100 до 650 м. Они имеют форму линз и пластов, нередко седлообразную форму и сложены в основном прожилково-вкрапленными и брекчированными рудами. Главными рудными минералами являются галенит (6,53 %), сфалерит (1,65 %), пирротин, халькопирит, пирит. Второстепенные представлены арсенопиритом, блеклыми рудами, пруститом, пираргиритом, лелленгитом, аргентитом, самородным серебром (до 50 г/т). Руды характеризуются повышенными содержаниями кадмия (до 41 г/т) и германия (4,1 г/т). Жильные минералы представлены кварцем (35 %), сидеритом (10 %), анкеритом (8 %), доломитом и кальцитом. Околорудно-измененные породы имеют небольшую мощность, и по мере удаления от рудных тел вторичные кварциты сменяются кварц-сидеритовыми и анкерит-доломитовыми метасоматитами. Генезис месторождения не выяснен. Одни исследователи относят его к гидротермально-метасоматическому типу, другие — к осадочно-гидротермальному, а третьи — к вулканогенно-осадочно-гидротермальному. Общая прогнозная оценка запасов свинца и цинка в пределах Горевско-Тенчинской металлогенической зоны составляет по Р<sub>3</sub> около 2,5 млн т металла.

**Сурьма.** Месторождения сурьмы (Удережское, Раздольнинское и др.) относятся к золото-антимонит-березитовой рудной формации. Они приурочены к зоне крупного (шириной до 20—30 и протяженностью более 500 км) Мотыгинского разлома (и опирающимся его структурам), ограничивающего складчатые образования от Ангаро-Питского рифейского перикратонного прогиба. Месторождения сурьмы залегают в углеродистых песчано-сланцевых отложениях сухопитской серии, метаморфизованной в хлорит-серицит-карбонатные сланцы. Типовым месторождением является Удережское, среднее по объему запасов металла. Оно представлено серией кварц-антимонитовых жил мощностью от 0,25 до 1,5 м и протяженностью до 2,5 км, приуроченных к зоне рассланцевания в хлорит-серицитовых и серицит-карбонатных сланцах субмеридионального простирания протяженностью до 15 км [Бергер, 1978]. В составе рудных жил преобладают кварц, антимонит и бертьерит, составляющие 95 % жильной массы. Среднее содержание сурьмы в жилах от 7 до 12 %. В пределах месторождения выделяются три стадии минерализации. Наиболее ранняя представлена вкрапленностью пирита и арсенопирита, иногда с золотом. Во вторую стадию наряду с золотом, арсенопиритом и пиритом отлагались халькопирит и пирротин. В третью стадию кроме антимонита отлагались бертьерит, сфалерит, галенит, блеклые руды, халькопирит, серебро и основное количество золота. Соотношение содержаний сурьмы к золоту колеблется в интервале от 1000 до 10 000. Пробность золота в рудах Удережского месторождения составляет 950—980 [Бергер, 1978]. Кроме жильного кварца во всех стадиях минерализации отмечаются анкерит, сиде-



рит, серицит, хлорит и графитизированное углистое вещество. Гидротермальные изменения (березитизация) небольшой мощности (от 0,5 до 1,5 м) около жил проявляются в окварцевании пород и новообразованиями пирита, серицита, хлорита, альбита, кальцита и анкерита. В пределах Удерейского, Раздольнинского и Олимпиадинского рудных узлов золото-сурьмяные кварцево-рудные жилы залегают в черносланцевой формации удерейской свиты. Месторождения являются полигенно-полихронными, время формирования которых растягивается на 700—800 млн лет.

В инверсионный этап формирования рифеид в процессе проявления динамотермального метаморфизма и становления инверсионных гранитоидов татаро-аяхтинского комплекса осуществлялось перераспределение золота и сурьмы в зоны низкой степени метаморфизма зеленосланцевой фации. При этом золото в низкобарических фациях переходит в более подвижную миграционную форму (сульфидную).

В ходе становления последних фаз (граниты) татаро-аяхтинского комплекса (радиологический возраст — 630 млн лет) и лейкократовых гранитов глушихинского и посольненского комплексов золото и сурьма извлекались магматитами из метаморфизованных пород сухопитской серии и привносились в рудолокализирующие структуры (зоны рассланцевания, смятия и т. д.). Происходила многоступенчатая миграция золота и сурьмы в процессе формирования месторождений от повышенных первичных концентраций этих элементов в осадочных толщах до образования промышленных рудных тел в ходе метаморфизма и наложенных гидротермальных процессов в связи с проявлением гранитоидного магматизма. Прогнозные запасы сурьмы по категории  $P_3$  составляют 360 тыс. т, по данным Н. В. Никитина, А. Г. Неклюдова и И. Г. Гапошина.

**Олово, вольфрам.** Оловорудные объекты (Левоведугинское, Усть-Тальское) относятся к грейзеновому и пегматитовому генетическим типам. Левоведугинское проявление олова представлено штокверковой зоной грейзенизации мощностью от 3 до 15 м и протяженностью до 3,5 км, развитой по лейкократовым гранитам Чиримбинского массива татаро-аяхтинского комплекса ( $PR_3$ ), прорывающего рифейские карбонатно-терригенные толщи горбылокской и удерейской свит. В грейзенах кроме кристаллов касситерита (среднее содержание олова - 0,15—0,3 %) присутствуют шпинель, молибденит, флюорит, топаз и вольфрамит. Масштабы оруденения незначительны. Усть-Тальское проявление олова расположено в Панимбинской зоне и представлено серией мелких пегматитовых жил протяженностью от 30 до 300 м и мощностью от 0,3 до 2,5 м, пронизывающих сланцы нижнерифейской пенченгинской свиты. Содержание олова в жилах колеблется от 0,004 до 0,007 %. В них присутствует также редкая вкрапленность берилла, лепидолита, сподумена и танталит-колумбита (А. В. Лесгафт, С. Г. Петров).

Вольфрам образует месторождения кварц-шеелит-сульфидного (Оленегорское) и скарнового (Ильинское) формационных типов.

Оленегорское месторождение расположено на контакте северной части Чиримбинского гранитоидного массива татаро-аяхтинского комплекса с рифейскими сланцами удерейской свиты. Рудная зона длиной 880 м и мощностью около 10 м имеет простирание и падение на юго-восток под углами 25—40°. Оруденение имеет прожилковый, гнездовой и вкрапленный характер. Околорудные породы представлены кварцитами. Основным рудным минералом кварцево-рудных прожилков является шеелит. Ему сопутствуют арсенопирит, пирротин и пирит, в незначительном количестве халькопирит, пентландит и золото (до 4,5 г/т). Содержание окиси вольфрама в рудах колеблется от 0,01 до 1,2 %, составляя в среднем 0,1 %. По запасам вольфрама месторождение относится к разряду мелких.

Ильинское месторождение расположено в центральной части Енисейского кряжа в ядре Татарской антиклинали в зоне эндоконтакта Татарского гранитоидного массива с мраморами рифейской пенченгинской свиты. Оно представлено одиннадцатью скарново-рудными телами длиной от 50 до 150 м и мощностью от 5 до 20 м, кулисообразно расположенных в зоне протяженностью до 600 и шириной 250 м [Лесгафт, Петров, 1980]. Мраморы превращены в пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны. Содержание триоксида вольфрама в скарнах варьирует от 0,005 до 1,4 %, составляя в среднем 0,2 %. В рудах присутствуют примеси олова — до 0,03 %, ниобия — до 0,01 %, бериллия — до 0,01 % и молибдена до 0,3 %. Запасы месторождения оцениваются до 1 тыс. т.

**Редкие металлы и редкие земли. Ниобий и редкие земли.** Связаны тремя формационными типами: пегматитами нижнепротерозойского возраста, щелочными метасоматитами девона и аллювиальными россыпями. Промышленное значение имеет редкоземельное, ниобиевое и отчасти танталовое оруденение, связанное со щелочными и щелочно-ультраосновными породами кийского интрузивного комплекса девона (Кийское месторождение).

Кийское редкометалльно-редкоземельное месторождение расположено в приустьевой части р. Кия. В районе месторождения развиты тела нефелиновых сиенитов, карбонатитов и метасоматиты нефелин-амфибол-пироксенового состава (Г. Б. Кочкин). В метасоматитах фиксируется вкрапленность пироклора, лопарита, торита, других редкоземельных минералов и тантало-ниобатов. Содержание окиси редких земель составляет 0,49—0,73 %, пятиоксида ниобия — 0,01—0,05 % и окиси тория — 0,12—0,16 %. Промышленное значение имеют полевошпат-карбонатные и карбонатные прожилки, составляющие зону шириной до 0,5 км и протяженностью до 3 км. Среднее содержание окиси редких земель в рудной зоне составляет 0,57, ниобия — 0,035, тория — 0,07, лития — 0,08 %. В пределах месторождения сформировалась кора выветривания, в которой содержания рудных элементов возрастают в 2,5 раза. Запасы по лантану, церию и ниобию признаны промышленными (Г. Б. Кочкин).

Современные аллювиальные россыпи, содержащие минералы редких земель, циркония и отчасти тантало-ниобатов, распространены в Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. Их формирование связано с размытием гранитоидов гарацкого комплекса раннего протерозоя и метаморфических толщ архея. Полезными минералами россыпей являются в основном монацит и циркон. Ими обогащены отдельные участки русловых и пойменных голоценовых отложений мощностью до первых метров, представленные песчаными и песчано-галечными отложениями. Мощность продуктивного горизонта россыпей оценивается в 1,1—3,5 м при мощности торфов 1,2—4,2 м. Протяженность россыпей — 28—36 км (россыпи рек Б. Весниная, Шиверная и др.). Содержание в них монацита составляет 1214—2145 г/м<sup>3</sup>. В монаците установлен церий (до 32,3 %), торий (до 5,64 %), а также другие редкие и радиоактивные элементы. Часть россыпей рек Тарака и Казачья имеют промышленное значение. Россыпи обычно комплексные; концентраты содержат одновременно редкие земли, цирконий, торий, гитан, а местами золото и другие элементы.

Повышенные содержания редкоземельных элементов отличаются также в пределах Чадобецкого поднятия, где они связаны с кайнозойскими, а возможно, и с верхнемеловой корадами выветривания ультраосновных пород и бокситами. На южном куполе Чадобецкого поднятия, в верховье ручья Чуктукон и Чуктуконской депрессии выявлены четыре рудных тела размерами 90 × 150 м, 480 × 620 м, 570 × 960 м и 20 × 440 м. В плане они имеют изометрические или овальные очертания. Они залегают в коре выветривания карбонатизированных ультраосновных

пород и кимберлитов. Контакты рудных тел с вмещающими породами расплывчатые. Средние содержания редких земель в рудных телах колеблются от 1,18 до 9,32 %. Самые высокие содержания достигают 15 %. По предварительным подсчетам суммарные запасы редких земель значительны. Их промышленное значение зависит от разработки технологии извлечения редких земель попутно с извлечением алюминия.

**Благородные металлы. Золото.** Основные коренные и россыпные месторождения золота сосредоточены в двух рудных узлах — Северо-Енисейском и Южно-Енисейском. Оба они располагаются в пределах широкой (100—150 км) полосы расланцевания пород северо-западного простирания протяженностью более 500 км, приуроченной к Татарской (Центрально-Енисейской) антиклинали.

Среди коренных проявлений золота ведущее значение имеет кварцево-жильный малосульфидный тип, примером которого является месторождение Советское. Кроме того, объектом промышленной добычи стали новые для региона типы оруденения, в частности золотоносные (с шеелитом) коры выветривания, развитые по пластообразным телам кварц-карбонатно-слюдистых метасоматитов (Олимпиадинское месторождение).

Советское месторождение расположено в бассейне р. Енашимо, вблизи г. Северо-Енисейск. Отрабатывается с 1905 г. Оно локализовано среди рифейских слабо-метаморфизованных глинисто-сланцевых отложений удерейской и горбылокской свит. Рудное поле имеет северо-западное простирание длиной около 10 км при ширине 1,0 км. Структура рудного поля определяется складчатым строением сланцевой толщи, разбитой разломами северо-западного и субширотного направлений на ряд блоков. Разрывы сопровождаются зонами расланцевания, к которым приурочены золотоносные кварцевые жилы и прожилки. Всего выделено восемь жильных зон северо-западного простирания. Падение зон крутое (70—80°) на юго-запад и северо-восток. Протяженность до 1,5 км, ширина от первых до 300 м. Расстояние между жильными зонами варьирует от 10 до 50 м. Контуры рудных тел изменчивы, часты раздувы и пережимы, протяженность редко превышает первые сотни метров при мощности от 1 до 80,0 м. 85—95 % общей массы жил составляет кварц. Выделяется не менее трех генераций кварца, с последней из которых ассоциирует золото. Подчиненно присутствуют карбонаты, альбит, серицит, мусковит, хлорит, а из рудных — пирит и арсенопирит, редко пирротин, сфалерит, халькопирит, марказит и др. Распределение золота в рудных телах неравномерное, кустовое, обогащенные участки чередуются с безрудными. По данным Л. В. Ли, 55 % запасов месторождения — это руды с содержанием золота более 128 г/т, хотя количество их составляет 1,6 % общего объема. Пробность золота высокая — от 918 до 983,5. Основная масса золота (~85 %) извлекается из руд амальгамацией. Месторождение связывают с проявлением гранитоидного магматизма татаро-аяхтинского комплекса (Н. В. Петров, Л. В. Ли). По масштабам месторождение относится к категории крупных. Несмотря на длительный период эксплуатации отработанность месторождения незначительна по сравнению с общим количеством разведанных (и прогнозируемых) запасов золота.

**Горнотехническое сырье. Тальк, магнезит.** Месторождения и проявления талька располагаются в восточной части Енисейского кряжа в Ангари-Питском синклинории (Киргитейское, Мешковское, Верхотуровское, Быковское) и залегают в доломитах аладынской и джурской свит рифея. Талькиты принадлежат к гидротермально-метасоматическим образованиям. Наиболее крупное по запасам Киргитейское месторождение приурочено к западному крылу Дашкинской синклинали, сложенной доломитами джурской свиты, осложненной зоной разломов. Оно пред-

ставлено крутопадающей пластообразной рудной залежью меридионального простирания мощностью от 1 до 100 м и протяженностью до 3,5 км. В пределах залежи выделяется шесть кулисообразно расположенных рудных тел, перемежающихся с доломитами. Средний химический состав тальцитов (%):  $\text{SiO}_2$  — 55,5,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,36,  $\text{MgO}$  — 30,2,  $\text{CaO}$  — 3,56,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,55, п.п.п. — 9,3. Запасы тальцитов составляют около 13 млн т.

Месторождения магнезитов (Верхотуровское, Тальское, Быковское, Кардаканское, Шарыповское) также сосредоточены главным образом в Ангаро-Питском синклинии, размещаясь в доломит-карбонатных толщах свит карточки и аладинской [Петров, 1974]. Типовым и наиболее крупным по запасам является Тальское месторождение магнезита, представленное тринадцатью рудными телами ленто- и линзообразной формы, залегающими согласно с толщами доломитов аладинской свиты и имеющие протяженность от 100 до 760 м со средней мощностью 100 м и глубину распространения до 400 м. Руды сложены крупно- и среднезернистым магнезитом и полосчатыми, массивными и пятнистыми текстурами. В виде примесей в рудах присутствуют тальк, сидерит, гидроокислы железа, серицит, кварц и флюорит, свидетельствующие о гидротермально-метасоматической природе образования магнезитовых руд. Запасы месторождения составляют 94,3 млн т. В целом перспективные запасы (по  $P_3$ ) магнезитов Ангаро-Питского перикратонного прогиба оцениваются в 400—500 млн т [Петров, 1974].

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СТРУКТУР ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

### ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Уголь.** Иркутский угольный бассейн занимает площадь распространения (42,7 тыс. км<sup>2</sup>) нижне-среднеюрских отложений. Углевмещающими являются свиты черемховская ( $J_1$ ) и присаянская ( $J_2$ ). Средняя пачка черемховской свиты включает в северо-западной части бассейна до 9—10 пластов (рабочую мощность имеют 2—3 пласта), в юго-западной части бассейна до 10—40 пластов (рабочую мощность имеют не более пяти пластов, и лишь в Новометелкинском месторождении их количество возрастает до 15). Присаянская свита юго-восточной части бассейна включает до 22 пластов угля, но лишь 1—2 из них достигают рабочих мощностей. Выделяются три геологоструктурных района (ГСР).

Северо-западный ГСР (рис. 60) с  $KPY^* = 5,8$ —5,9 %, достигающим на отдельных месторождениях 10 %, характеризуется наличием мощных (более 10 м) пластов и невысокой мощностью перекрывающих отложений.

Центральный ГСР с  $KPY = 2,1$ —2,8 % объединяет наиболее перспективные месторождения в центре бассейна, где содержится 20—46 угольных пластов со средней суммарной мощностью рабочих пластов 7,4 м. На трех месторождениях присутствуют мощные угольные пласты. Часть угольных ресурсов пригодна для открытой отработки. К юго-восточной периферии этого района мощность угленосных отложений возрастает до 590 м, а количество угольных пластов до 65, однако рабочих

\* Здесь и далее  $KPY$  — коэффициент рабочей (промышленной) угленосности.

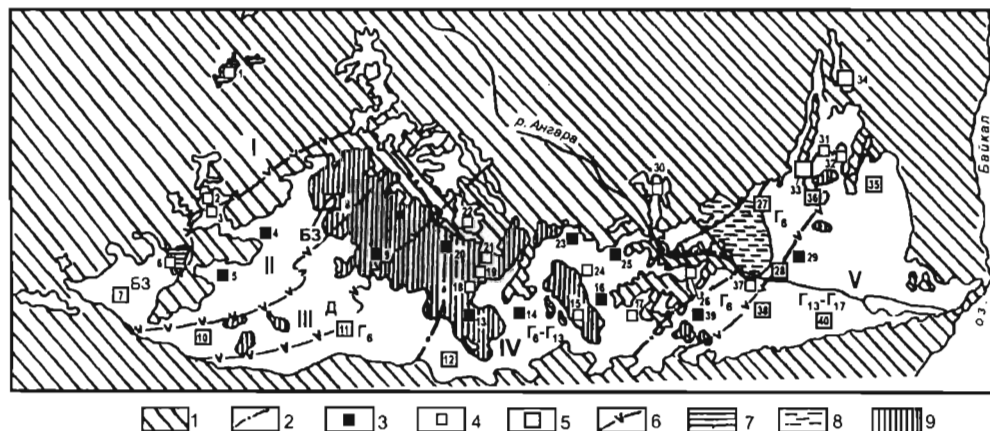


Рис. 60. Схематическая карта угленосности и качества углей Иркутского бассейна (сост. В. М. Власов).

1 — породы, подстилающие юрские угленосные отложения; 2 — границы между северо-западным, центральным и юго-восточным геолого-структурными районами; 3—5 — месторождения, угленосные площади: 3 — месторождения с ресурсами углей более 1 млрд т (4 — Азейское; 5 — Мугунское, 9 — Каранцайское, 13 — Новометелкинское, 14 — Артухинское, 16 — Ныгдинское, 20 — Тарасовское, 23 — Владимиро-Головинское, 25 — Черемховское, 29 — Кармагайское, 39 — Арансахойское), 4 — месторождения с ресурсами углей менее 1 млрд т (1 — Хахарейское, 3 — Тулунское, 6 — Будаговское, 17 — Мотовское, 18 — Троицко-Заводское, 21 — Делюровское, 22 — Глинкинское, 24 — Забитуйское, 26 — Половинкинское, 30 — Матаганское, 31 — Базойское, 32 — Ишинское, 37 — Усольско-Тельминское), 5 — угленосные площади (7 — Удинская, 8 — Куйтунская, 10 — Икойская, 11 — Кирей-Зиминская, 12 — Чернореченская, 15 — Голуметская, 19 — Унгинская, 27 — Заангарская, 28 — Приангарская, 33 — Оногойская, 34 — Лапхайская, 35 — Прионотская, 36 — Кузарейская, 38 — Картогонская, 40 — Прииркутская); 6 — границы зон по маркам углей (I = БЗ, II = Д, III = Гб, IV = Г13, V = Г17); 7 — площади развития сапропелевых углей; 8 — площади развития сапропелево-гумусовых углей; 9 — площади развития высокосернистых углей.

значений мощности достигают лишь 2—5 из них, что отражается на значении  $KPY = 1,1—0,5\%$ .

В юго-восточном ГСР угленосность минимальная ( $KPY = 1,1\%$ ). Здесь только 1—3 пласта из 2—18 достигают рабочих значений мощностей. Только Ишинское месторождение с пластом угля мощностью около 10 м относится к числу перспективных, пригодных для открытой отработки.

Гумусовые угли составляют 87 % всех запасов, гумусово-сапропелевые и сапропелевые — остальной объем. Площади развития сапро-гумолитов и сапропелитов тяготеют к северо-западной части бассейна, но лишь на Хахарейском и Будаговском месторождениях такие угли слагают рабочие пласты. Угли относятся к бурым (ЗБ) и каменным низких стадий углефикации (Д, Г, ГД). Степень метаморфизма углей на площади возрастает с северо-запада на юго-восток и совсем незначительно — со стратиграфической глубиной, что лучше всего выражено на Новометелкинском месторождении. Угли разносернистые ( $S_r^d = 0,1—10\%$ ). В бассейне выделено пять основных зон, различающихся по химико-петрографическим признакам и степени метаморфизма углей (рис. 60).

В бассейне разведано 15 месторождений, шесть из которых эксплуатируются. Разработка углей проводится 12 разрезами с суммарной мощностью 17 млн т в год. Общие ресурсы углей бассейна составляют 25 776 млн т, из них разведанных по категориям  $A+B+C_1$  и  $C_2$  — 12 215 млн т. Из общих прогнозных ресурсов 13 561 млн т к категории  $P_1$  отнесен 9251 млн т.

Угли Иркутского бассейна являются хорошим энергетическим топливом. Они могут использоваться для получения жидкого топлива, в составе шихты для производства литейного и металлургического кокса, а также для газификации.

В Кодаро-Удоканском каменноугольном районе расположены два месторождения: Апсатское и Читкандинское.

Апсатское месторождение (35 км к западу от ст. Чара, БАМ) приурочено к одноименной грабен-синклинали. У ее бортов породы имеют крутое (до  $80^\circ$ ) падение, в центральной части залегают почти горизонтально. Угленосная толща (до 1500 м) разделяется на две свиты: апсатскую ( $J_3-K_{1aps}$ ) и быийкинскую ( $K_{1bk}$ ) и содержит два промысленных горизонта, угленосность которых убывает на юго-запад. Основная угленосность связана с нижним горизонтом (средняя часть апсатской свиты), мощность которого от 180—215 м возрастает до 300 м в средней части месторождения, где содержится 14—27 угольных пластов простого и сложного строения, в том числе 9—16 рабочих, пять пластов относятся к мощным (3,5 м). Их общая суммарная мощность 60 м на северо-востоке месторождения является максимальной. Угленосность верхнего горизонта (45—55 м) меньше чем нижнего за счет сокращения площади распространения и количества (4—7) угольных пластов, суммарной и рабочей мощностью соответственно 1—12 и 1—10 м.

В месторождении преобладают гелитолитовые угли, до 20 % углей сложены фюзенолитами. Липоидиниты редки, в отдельных прослоях их содержание достигает 8 %. Угли месторождения соответствуют 10—18 классам метаморфизма (от Д до Т). При этом угли нижнего горизонта изменяются от Ж до Т, а верхнего от Д до Ж. Преобладают коксовые угли. Метаморфизм углей повышается вниз по стратиграфическому разрезу и по падению пласта. Угли малосернистые ( $S^{daf} \leq 1\%$ ) и среднезольные. Они являются сырьем для производства металлургического кокса. Ресурсы углей месторождения составляют 2226 млн т, из них прогнозные по категории  $P_1$  — 1249 млн т.

Читкандинское месторождение находится в Верхнекаларском грабене, где углевлмещающая толща залегают моноклинально с падением на север под углами  $10-15^\circ$ , возрастающими до  $80^\circ$  вблизи северного надвига. Угленосная толща (около 900 м) разделена на две свиты: чепинскую ( $J_{2-3}$ ) и рыбацкую ( $J_3rh$ ) и включает до 28 угольных пластов, семь из которых имеют мощность более 1 м. Угленосность увеличивается вверх по разрезу, где мощность пластов угля достигает 6—8 м.

Наиболее угленосны участок Угольный, расположенный в западной части месторождения, и участок Болотистый — на севере. Угольные пласты чепинской свиты сложены гелитами (витринита 81—100 %), в рыбацкой свите кроме гелитов встречаются липоидо-гелититы и фюзито-гелититы. По степени метаморфизма угли относятся к газовым ( $R^\circ_{cp} = 0,65-0,74$ ). Содержание серы не превышает 0,5 %. Угли по качественным показателям являются энергетическим топливом.

В Южно-Якутском каменноугольном бассейне при площади около 25 000 км<sup>2</sup> промышленно-угленосные отложения занимают 18 500 км<sup>2</sup>. В центральной части Чульманской впадины бассейн пересекается железной дорогой (Малый БАМ). Он разделен на четыре геолого-промышленных района: Усунский и Алдано-Чульманский в самой крупной Чульманской впадине, Гонамский — в центральной части бассейна (состоит из четырех приразломных структур и грабенов: Токарикано-Коннеркитской, Гувильгринской, Гюскангрино-Нуямской, Ытымджинской) и Токинский — в одноименной впадине на востоке бассейна (рис. 61).

Нарушенность толщ во всех районах увеличивается к южным красвым разломам (в том числе надвигам), поэтому пологое моноклинальное залегание пород в этом направлении сменяется разломно-складчатым.

Угленосная толща подразделяется на свиты: юхтинскую ( $J_{jh}$ ), дурайскую ( $J_{dr}$ ), кабактинскую ( $J_{kb}$ ), беркакитскую ( $J_{br}$ ), нерюнгриканскую ( $J_{nr}$ ) и холодниканскую ( $K_{ch}$ ). В Токинском районе последней соответствует ундытканская свита.

Угленосность увеличивается к верхним горизонтам свит (кроме холодниканской) и всей толщи в целом. Юхтинская свита по угленасыщенности является неперспективной. Распределение угленосности на площади обусловлено стратиграфической зональностью и возрастает к югу, где разрез толщи наиболее полный, с мощными угольными пластами.

В Алдано-Чульманском районе выявлено до 31 пласта с мощностью более 0,7 м, 16 из них относятся к разряду тонких (0,7—1,3 м), а мощность семи превышает 3,5 м. В районе выделено 19 месторождений, в восьми из них ресурсы углей превышают 1 млрд т. На Нерюнгринском месторождении карьером разрабатывается пласт Мощный со средней мощностью 25 м. Два месторождения (Чульмаканское и Денисовское) подготовлены к эксплуатации. На других проведены детальные поисковые работы или предварительная разведка (Кабактинское, Муастакское, Нижне-Талуминское).

В Усмунском районе отсутствуют три верхние свиты. Толща содержит до 11 рабочих угольных пластов (0,7—14 м). Четко выражено уменьшение угленосности с юга на север и с запада на восток.

Угленосная толща Гонамского района содержит от 4 до 20 угольных пластов, достигающих рабочих значений. Угленосность увеличивается от северных площадей к южным. На востоке Токарикано-Коннеркитской площади содержится до двадцати пластов (более 0,7 м), суммарная мощность их достигает 39 м, а КРУ = 3,0 %. Вскрыты пласты мощностью до 20 м. В средней части площади выявлено девять рабочих пластов суммарной мощностью около 8 м, здесь КРУ = 0,5 %.

Будущее Южно-Якутского бассейна связано со слабоизученным Токинским районом, общие ресурсы которого по подсчету 1993 г. оценены в 24 669,1 млн т. Количество рабочих пластов в угленосной толще изменяется от 5 до 35, увеличиваясь в южном направлении, при суммарной мощности до 85 м. К южной части района приурочено уникальное Эльгинское месторождение. Здесь в нерюнгриканской и ундытканской свитах содержится 17 рабочих угольных пластов, из них четыре имеют мощности более 10 м, а пять пластов от 3,5 до 10 м. Площадь Эльгинского месторождения составляет 200 км<sup>2</sup>. Угли месторождения коксующихся марок (КЖ—К), среднезольные, но труднообогатимые, малосернистые. При коксовании они могут принимать отошающие добавки в количестве до 70 %. Геологические ресурсы углей месторождения превышают 3 млрд т, категориальные запасы на разведанной части площади составляют 2765 млн т. Большая часть из них пригодна для открытой разработки при коэффициенте вскрыши менее 6 м<sup>3</sup>/т. Здесь могут быть созданы карьеры с общей производительностью до 50 млн т в год. Для освоения Эльгинского месторождения запланировано проведение железной дороги.

Угли бассейна относятся к классу гелитолитов, реже сапрогелитолитов и сапропелитов. Общую площадную и вертикальную зональность углей определяет региональный метаморфизм. В восточных районах установлены проявления контактового метаморфизма в зонах не более 10 м. По степени метаморфизма угли бассейна изменяются от газовых до тощих ( $R^{\circ}_{cp}$  — 0,65—2,46 %), преобладают стадии Ж и К ( $R^{\circ}_{cp}$  — 0,85—1,74 %). Они являются высококачественным сырьем для производства





металлургического кокса и характеризуются высокой спекаемостью, повышенным выходом летучих веществ, высоким содержанием углерода и водорода, очень низкой сернистостью и фосфористостью. Отрицательным параметром является их средняя и высокая зольность.

Геологические ресурсы углей бассейна (по подсчетам на 01.01.95) составляют 57 556 млн т, из них прогнозные — 47 460 млн т, в том числе по  $P_1$  — 3933 млн т.

**Уран.** Месторождения урана в Алданском районе относятся к позднеэристово(?)—раннемеловой активизации. Крупномасштабное оруденение в гумбеитах (кварц-адуляр-пирит-карбонатных метасоматитах) известно на Эльконском горсте и Муринском поднятии.

На Эльконском горсте разведан ряд крупных и средних месторождений — Элькон, Надежда, Курунг, Дружное, зоны Интересная, Пологая и др., которые являются основой уранового потенциала Эльконского ураново-рудного района — крупнейшего резервного района России.

Все месторождения приурочены к крупным разломам длительного развития, пересекающим фундамент и среднеэристовские магматические тела. Ведущее значение для контроля и локализации оруденения имеют бластомионитовые и бластокатаклизитовые швы с кварц-полевошпатовым выполнением, прослеживающиеся на десятки километров при мощности первые метры — многие десятки метров среди гнейсов, гранитов, кристаллических сланцев, габбро-диабазов. В рудоносных зонах на древние метасоматиты наложены позднеэристовские зоны неоднократного брекчирования с дорудными гумбеитами (кварц-адуляр-пирит-карбонатными метасоматитами), барит-кварцевые жилы, ураноносные пирит-карбонат-браннеритовые брекчии и поздние кварцевые, флюоритовые, карбонатные жилы. Пространственное распределение крутопадающих линзовидных, столбо- и жилообразных рудных залежей на различных месторождениях определяется структурными элементами. Вертикальный размах оруденения — более 2000 м. Руды бедные и рядовые (средние содержания урана по месторождениям варьируют от 0,12 до 0,15 %). Уран сконцентрирован преимущественно в браннерите, меньшее значение имеют браннерит-настурановые руды; с минералами урана ассоциируют лейкоксен, пирит, марказит, мельниксит, халькозин, энергит, сфалерит, барит, флюорит. В геохимическую ассоциацию с ураном входят молибден, мышьяк, таллий, вольфрам, серебро, иногда золото. Возраст урановых минералов 140—165 Ма. Нарращивание уранового потенциала Эльконского района возможно за счет флангов, глубин, недоизученных фрагментов ураноносных зон (Южной, Центральной, Сохолоохской и др.).

**Рис. 61. Схематическая карта угленосности и качества углей Южно-Якутского каменноугольного бассейна (сост. В. М. Власов).**

**А. Обзорная схема бассейна.**

1 — площадь развития угленосных отложений; 2 — железная дорога БАМ; 3 — Нерюнгринское месторождение; 4 — Эльгинское месторождение.

**Б. Схематические карты угленосности и качества углей районов.**

**Угленосные районы:** I — Усунский (на западе) и Алдано-Чульманский (на востоке); II — Гонимский с Токарикано-Коннеритской (1), Гувильгинской (2), Гюскангро-Нуямской (3), Ытымджинской (4) площадями; III — Токинский.

1 — неперспективные площади; 2 — малоперспективные площади; 3 — перспективные площади; 4 — номера и характеристика угленосности месторождений (а — номер, б — количество рабочих угольных пластов, в — общее количество пластов); 5, 6 — месторождения: 5 — с ресурсами углей более 1 млрд т, 6 — с ресурсами углей более 1 млрд т; 7 — угленосные площади.

В Мурунском поднятии располагается Торгойское месторождение урана, объединяющее Иннокентьевский, Серединский, Адриановский участки, которые представляют собой по существу самостоятельные месторождения. Эти объекты размещаются в пределах Мурунского массива ультракалийных щелочных пород.

Главными рудовмещающими структурами являются разломы, функционировавшие после формирования Мурунского массива. Оруденение локализуется в зонах брекчирования с проявлением гумбеитов повышенной щелочности — кварц-карбонатно-слоистых изменений среди сиенитов. Крутопадающие рудные жилы и линзы имеют мощность от первых метров до десятков метров, протяженность — сотни метров, на глубину они прослежены до 500 м. Руды бедные и рядовые, редко богатые торийсодержащие ( $\text{Th/U} = 2\text{—}3$ ). Главные рудные минералы — уранинит, урано-ториевые фосфаты, урансодержащий анатаз — ассоциируют с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом, блеклыми рудами, кварцем, баритом, карбонатами, фосфатами.

Увеличение масштабов месторождения возможно доразведкой флангов и глубин в телах сиенитов и архейских породах подошвы Мурунского массива.

### РУДНО-МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

При оценке ресурсов рудно-минерального сырья авторы использовали материалы В. М. Асоскова, Р. Н. Ахметова, В. С. Безпеченского, В. Г. Борисова, А. И. Иванова, В. П. Капанина, В. Л. Кельмачева, В. С. Когена, З. П. Козака, А. Я. Кочеткова, Ю. Я. Кошелева, Л. Н. Малкова, В. И. Никулина, А. И. Угрюмова, Г. Е. Усанова, Е. Н. Цеймах и др.

**Черные металлы. Титан, редкие металлы, цирконий.** Все титано-рудные объекты приурочены к плутонам фергусит-щелочносиенитовой формации Мурунского района (150 км к северу от железной дороги). Ильменит-титаномagnetитовые руды ( $\text{TiO}_2 = 5\text{—}10\%$ ) представляют собой согласные залежи калиевых мафитов в низах расслоенного плутона. Рутил-анатазовые и брукит-анатазовые руды образуют штокверковые зоны (шириной 10—20, длиной до 2000 м) среди чароитового месторождения. Содержание (%):  $\text{TiO}_2 = 10\text{—}12$ ,  $\text{ZrO}_2$  — до 2,  $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 0,3\text{—}0,5$ . Рутил-анатаз-брукитовые жильные тела имеют длину до 1000, мощность до 7 м и представлены на месторождении Ерик полевошпат-кварц-рутиловыми (рутила до 20 %) и кварц-полевошпат-анатазовыми разновидностями с брукитом на месторождении Кедровом (анатаза до 35, брукита в среднем 7—8 %). Карбонатиты участка Иркутский содержат брукита 7—8 %. Прогнозные ресурсы по всему району 2 млн т рутил-анатаз-брукитовой руды. Рядом располагается промышленная россыпь с прогнозными ресурсами песков 2 млн т со средним содержанием  $\text{TiO}_2 = 10\text{—}12\%$ .

**Цветные металлы. Медь.** Месторождения контролируются раннемеловыми дайками порфиоров. В Брянтинском районе Октябрьское месторождение представлено оруденелой брекчированной зоной в архейских породах, где образует жилы, линзы, гнезда и прожилково-вкрапленные руды флюорит-карбонат-кварц-сульфидного состава. Длина рудных тел до 850, мощность 0,5—7,0 м. Рудные минералы: халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, висмутин, сульфависмутит свинца и др. Содержание Cu в массивных рудах — 1,6—5,0, в прожилково-вкрапленных — 0,02, Ni — 0,03, Co — 0,001, Pb до 0,1 %, Au — 0,3—1,0, Ag — 100—150 г/т, Bi — 0,06, Zn — 0,03 %. Прогнозные ресурсы меди 88 тыс. т. Высокие содержания меди (до 3, иногда 10 %) встречаются в зонах окварцевания Кет-Капского и Джанинского районов.

**Свинец, цинк.** В Джелиндинском районе у зон разломов в венд-рифейских отложениях обнаружено (месторождение Солдат) штокверково- жильное и стратиформное оруденение, представленное двумя разновидностями. Охристо-горнохрустально-пирит-марматитовые руды находятся в зонах мощностью 10—30 м и длиной до 3000 м с широкими вариациями содержания свинца (0,004—3,0 %) при постоянном присутствии надкларковых количеств Ba, Zr, Sr. Флюорит-полисульфидные руды со сфалеритом и смитсонитом содержат цинк в количестве 0,2—3,0 %. В Купуринском районе месторождение Сфалеритовое приурочено к мрамор-гнейсовой толще архея и представлено гнездово-прожилковыми и линзовидно-залежными рудными телами мощностью 1,2—2,5 и длиной до 50 м. Рудные минералы: сфалерит, пирит, халькопирит, пирротин, галенит, магнетит, лимонит и церуссит. Содержания (%):  $Pb_{ср} = 0,80$ ,  $Zn_{ср} = 7,91$ . В Кеткапском районе Таасское месторождение представлено вкрапленно-прожилковой зоной во флюоритизированных доломитах венда. Мощность зоны 10, длина 1000 м, содержание цинка 1,47—4,56, свинца 0,01 %. В этом же районе известна метасоматическая залежь (проявление Чагдала).

**Молибден, медь, свинец, цинк, серебро, золото.** Комплексные месторождения этих металлов известны в Алданском, Коларском, Ларбинском, Сутамском и других районах.

Месторождение Турук около г. Алдан состоит из двух участков. На одном из них выявлена серия из 27 кругопадающих флюорит-кварцево-сульфидных жил (до 0,9 м) среди архейских пород, которая прослежена до 487 м. Рудные минералы: молибденит, пирит, халькопирит. Содержание молибдена убывает с глубиной от 0,4 до 0,01 %. В жилах выявлено повышенное содержание вольфрама (до 0,03, редко 0,2 %). На другом участке прожилковое оруденение в сиенитах характеризуется содержанием молибдена 0,024 %. Запасы молибдена 278,2 г.

Ходаткандинское месторождение на севере Каларского района в 20 км от железной дороги контролируется гранитами неясного возраста, в которых находится полиминеральная (молибденит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит и т. п.) зона грейзенизации (20 м), прослеженная на 1200 м. Содержание  $Mo = 0,3—1,0$  %, прогнозные ресурсы — 6,5 тыс. т.

В Ларбинском районе, протянувшемся на 40—60 км к северо-востоку вдоль железной дороги, имеется несколько слабопоискованных месторождений. На месторождении Фланг у порфировых даек, прорывающих граносиениты нижнего мела, установлены две приразломные зоны мелкопрожилкового окварцевания (до 30 м) длиной до 300 м. По выборочному опробованию в зонах содержится  $Mo$  — до 0,2 %,  $Ag$  до 80 г/т,  $Pb$  — 0,4,  $Zn$  — до 0,15 %. Прогнозные ресурсы составляют 7,2 тыс. т молибдена. В Уруша-Ольдойском районе имеется несколько месторождений. Месторождение Оборонное представлено приразломными кварцево-калишпатовыми метасоматитами и кварцевыми жилами в плутоне амазонского комплекса и прорывающих его порфирах. Пирит-халькопирит-молибденитовые руды содержат (%):  $Mo_{ср} = 0,05$  (в рудных столбах 0,5—1,0 %),  $Cu = 0,3—1,0$ ,  $Pb$  и  $Bi = 0,1—0,2$ ,  $Ag = 0,05$  %. Месторождение Веселое в сходной геологической обстановке представлено кварцево-сульфидными жилами и зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Содержание молибдена в жилах 0,35 (до 0,8 %), запасы до 1 тыс. т.

Месторождение Чубачи на востоке района находится в 45 км от ст. Золотинка. Здесь в штоке нижнемеловых гранодиорит-порфиров располагается кольцевой штокверк шириной 200, длиной 4500 м, в котором плотность прожилков достигает двадцати на  $1 м^2$ . Окварцевание сопровождается площадной пропилитизацией, аргиллизацией и пиритизацией. Молибденит этого месторождения содержит рений

(в среднем 82,4 г/т). Содержания металлов составляют: Мо — от 0,001—0,1 до 0,6—0,8, Cu — от 0,005 до 0,12 %, Ag — 3 г/т, W — до 0,003 %. Ресурсы молибдена 216,8 тыс. т, рения — 11,7 т.

В Сутамском районе известны месторождения Желиндакан и Бадис. Первое из них представлено штокверком (700 × 800 м) в штоке гранодиоритов нижнего мела. Кварцевые прожилки штокверка содержат карбонаты, барит и рудные минералы: халькопирит, молибденит, пирит, галенит, сфалерит, шеелит, энаргит, блеклые руды, самородные висмут и золото, ферберит. Этот штокверк телескопирован халцедоновидным кварцем с пылевидным золотом, киноварью, молибденитом и др. Содержания полезных элементов следующие: Мо = 0,01—0,1, Cu = 0,01—0,1 %, Au — до 4,3, Ag = 1,4—12,6 г/т.

**Вольфрам (молибден, бериллий, золото).** Месторождения вольфрама контролируются районами палеозойской активизации. В Агульско-Удинском районе (на северо-восточных отрогах хр. Восточный Саян в 100—150 км от железной дороги) оруденение сконцентрировано на трех участках.

Ларбинское месторождение одноименного участка контролируется интрузией гранитоидов огнитского комплекса у подошвы алхадырской серии, залегающей на архейском основании. Оруденение охватывает площадь 10 км<sup>2</sup> и представлено в центральной части на площади 5 км<sup>2</sup> двадцатью рудоносными зонами мощностью 2—30, длиной 120—1150 м, представленными кварцевыми жилами, а также гидротермалитами глинисто-ярозит-адуляр-кварцевого состава. Содержание металлов составляет в (%): WO — 0,08—0,8, Мо — 0,01—0,08 (редко 0,1—0,2). Оконтурено 20 рудных тел оруденелых пород со средним содержанием WO<sub>3</sub> = 0,1 %. Мощность этих тел 6,4, длина 70—700 м. Прогнозные ресурсы WO<sub>3</sub> — 57,6 тыс. т.

Джугоякский район (201 км<sup>2</sup>) контролируется одноименной плутонической кольцевой структурой, где обнаружено молибден-вольфрамовое скарновое месторождение. В экзоконтакте гранитоидов бугульминского комплекса по амфиболит-карбонатной толще алхадырской свиты развита скарновая зона длиной 2000, шириной 50—600 м. В ней на площади 0,16 км<sup>2</sup> установлено 10 крутопадающих рудных тел (мощность 0,3—4,4, в среднем — 1,9 м). Оруденение охватывает площадь 10 км<sup>2</sup> и представлено в центральной части 20 рудоносными зонами мощностью 2—30, длиной 120—1150 м, связанными с кварцевыми жилами, а также гидротермалитами с содержаниями (%): Мо — 0,08—0,188, WO<sub>3</sub> — 0,31—0,68. Прогнозные ресурсы (тыс. т): Мо — 2,8, WO<sub>3</sub> — 3,85.

Аршитское месторождение опойсковано слабо. В катаклазированных и частично грейзенизированных гранитах в зоне мощностью до 150 м и протяженностью до 1000 м прослеживается прожилковое оруденение кварцевого, кварц-кальцитового и кальцитового состава с молибденитом, галенитом, сфалеритом, пиритом. Рудная зона содержит (%): W — 0,008—0,069 (до 0,4), Мо — 0,004 (до 0,25).

В Чуйском районе на отрогах хребта Аkitкан в 90—120 км к северо-востоку от железной дороги изучено месторождение Маринское. Среди вулканогенно-осадочных отложений окуньской свиты в зоне разлома, испытавшей интенсивное окварцевание, обнаружено вольфрамовое оруденение с повышенным содержанием висмута (0,2 %). Оно приурочено к кварцевым жилам круто- и пологопадающим (мощность 0,25—0,4, местами 1,6 м), а также к зонам околожилных изменений, содержащих берилл. Рудное тело является вольфрамит-кварцевым с мусковитовыми оторочками и прожилками. Выделены четыре линейно-штокверковые жильные зоны предполагаемой протяженностью не менее 400 м. Средние содержания WO<sub>3</sub> составляют (%): по всем пересечениям 1,49, в измененных породах — 0,73, в оруденелых

жилах — 0,7—3,23. Прогнозные ресурсы оценены в 45 тыс. г  $WO_3$ . Рядом с месторождением ожидается вольфрамитовая россыпь.

В Эймнахском районе на склонах Коларского хребта оруденение контролируется разломами и малыми телами гранитоидов на территории, насыщенной докембрийскими разноглубинными плутонами. На месторождении Песочан оруденение представлено 20 прожилковыми сульфидоносными зонами (10—16 м) длиной до 1000 м, в каждой из которых малосульфидно-кварцевые прожилки (4—10 см) группируются в пучки длиной до 1 м. Рудные минералы: вольфрамит, гюбнерит, пирит, халькопирит, пирротин и др. Содержание  $W_2O_3$  в прожилковых пачках 0,7 %. Рядом расположено Бирамьянское месторождение, представленное штокверком (1,7 × 0,9 км) кварцево-сульфидных прожилков (мощность 8—10 см, длина до 5 м). Рудные минералы: молибденит, магнетит, галенит, шеелит, вольфрамит, халькопирит и др., содержание  $Mo = 0,08—0,025$  % у подошвы ярозит-одуляр-кварцевого состава. Содержание металлов составляет (%):  $W = 0,08—0,8$ ,  $Mo = 0,01—0,08$  (редко 0,1—0,2). Оконтурено 20 рудных тел оруденелых пород со средним содержанием  $WO_3 = 0,1$  %. Мощность этих тел 6,4, длина 70—700 м. Прогнозные ресурсы  $WO_3 = 57,6$  тыс. т.

В Оргочинском районе одноименное месторождение в грейзенизированных и альбитизированных лейкогранитах представлено штокверковыми зонами на площади 4 км<sup>2</sup>. Содержание  $BeO = 0,15$  % на мощность 14 м (максимально до 1,3 %),  $W = 0,65$ ,  $Mo = 0,07—0,2$ ,  $L = 0,00n$  %. В Верхнемоклинском районе на месторождении Вольфрамовом оруденение представлено серией жил и штокверковой зоной в докембрийских образованиях. Кварцевые жилы содержат гюбнерит, пирит, халькопирит, флюорит ( $WO_3 = 1,48$  % на мощность 0,5 м). В штокверковой зоне  $WO_3 = 0,036$  % (до 0,137 %),  $Au = 0,0—3,6$ ,  $Ag =$  до 844 г/т.

В Желтулакском районе к западу от железной дороги в полосе скарноидов на контакте гранитов с нижнепротерозойскими породами и в окварцованных сланцах обнаружена вольфрамовая минерализация. Скарноиды (4—33 м) прослежены на 2300 м, зона окварцевания имеет мощность 46,9 м и образует местами штокверки. Скарноиды содержат шеелит с флюоритом и сульфидами при содержании  $WO_3 = 0,19—2,27$ ,  $Mo =$  до 0,2,  $Bi =$  до 0,1,  $Zn =$  до 0,6,  $Cu = 0,1$  %. В кварцевом штокверке содержание  $WO_3$  у контакта с окварцованными скарноидами достигает 10 %. Прогнозные ресурсы  $WO_3 = 41$  тыс. т.

**Сурьма, ртуть.** Сурьмоносными районами являются среднемезозойские Уруша-Ольдойский и Сугамский. В первом из них месторождение Урканское располагается у пос. Соловьевск, где представлено жильным полем среди катаклазированных пород фундамента. Установлено семь жил мощностью до 0,7 и длиной до 800 м. Главные минералы жил: кварц, кальцит, барит, халцедон, антимонит, арсенопирит, киноварь. Средние содержания полезных элементов:  $Sb = 2$  % (до 26,5),  $Bi = 0,01—0,03$  %,  $Au =$  до 1 г/т. После частичной обработки осталось до 42 т сурьмы.

Мугиктинское месторождение располагается в 175 км к востоку от ст. Нагорная. Здесь обнаружены рудные тела линзовидной и гнездообразной формы в оперяющих сколах крупного разлома в фундаменте. Околорудные изменения представлены пропилитами, каолинизацией и карбонатизацией. Минералы рудных тел: халцедоновидный кварц, антимонит, реальгар, киноварь, аурипигмент, флюорит, барит, гюбнерит, шеелит, молибденит, уранинит, халькопирит, метациннабарит. В рудах содержится (%):  $Sb = 0,01—0,47$ ,  $Hg = 0,01—0,4$  (до 2,3),  $As = 0,01—1,0$ ,  $Pb =$  до 0,006,  $Zn =$  до 0,1,  $W = 0,01—0,03$ .

**Редкие металлы и редкоземельные элементы.** Редкие металлы связаны с палеозойской активизацией в Агульско-Удинском и Верхне-Олекминском, реже в

Уруша-Ольдойском районах, где их месторождения контролируются щелочными гранитами (позднеогнитского и нерчуганского комплексов).

Зашихинское месторождение на хр. Восточный Саян располагается в 150 км к юго-западу от горы Тулун. Оруденение связано с четырьмя зонами постепенного перехода от северного контакта плутона к южному: 1) альбититовой с линзами квалмитов; 2) протолитионатовых квалмитов с дымчатым кварцем, 3) протолитионит-рибекит-арфедсонитовой, 4) щелочногранитовой. Рудами являются альбититы, кварц-альбитовые метасоматиты и щелочные граниты с развитыми на них рыхлыми отложениями. Выделяются три типа руд: 1) богатые малакон-колумбитовые альбититы ( $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 0,038$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 0,334$ ,  $\text{ZrO}_2 = 0,2—0,8 \%$ ); 2) рядовые малакон-колумбитовые квалмиты ( $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 0,02$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 0,19$ ,  $\text{ZrO}_2$  — до 20 %); 3) бедные и убогие циртолит-колумбит-пирохлорсодержащие граниты ( $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 0,01$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 0,1 \%$ ). Руды прослежены до глубины 340 м. Рыхлые руды слагают плащеобразную залежь, ложковую и аллювиальную россыпи с промышленным содержанием колумбита и циркона, общие ресурсы которых 2,126 млн  $\text{м}^3$  руды.

Олекминское месторождение, расположенное в 80 км к северу от пос. Итака, состоит из трех участков. На Центральном участке наблюдается штокообразная зона рибекитовых квалмитов площадью 0,2  $\text{км}^2$  с серицит-карбонат-кварцевыми флюорит-криолитсодержащими прожилками. Главные минералы руд: колумбит, малакон, торит, фергусонит, ксенотим, бастнезит, мусковит, литий-рубидийсодержащий полевой шпат, рубидийсодержащий касситерит, галенит. Средние содержания на участке длиной 580, шириной 195 м (%):  $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 0,0168$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 0,132$ ,  $\text{ZrO}_2 = 0,68$ ,  $\text{Sn} = 0,017$ ,  $\text{Rb}_2\text{O}_5 = 0,213$ . На Восточном и Северном участках метасоматиты располагаются в экзоконтакте интрузии. Их длина в первом 800, ширина 20–200 м. Основным рудным минералом является пирохлор. На Северном участке размещается зона площадью 1,2  $\text{км}^2$  пирохлоровых квалмитов с вкрапленностью флюорита и криолита.

**Стронций, редкие земли, барит.** Комплексное месторождение Штокверковое находится в Мурунском районе, где представлено зоной (10 м) таусонитсодержащих кальсилит-эгириновых пород в щелочных сиенитах. Ресурсы таусонита 1500 тыс. т при содержании минерала 5 %. В участках, расположенных поблизости, обнаружены редкоземельно-барит-стронциевые руды в карбонатах. На участке Коренное (площадь 0,036  $\text{км}^2$ ) содержания составляют (%):  $\text{Sr}_{\text{ср}} = 3,9$  (прогноз 380 тыс. т),  $\text{Ba}_{\text{ср}} = 7,39$  (прогноз 0,7 млн т). На участке Южное (площадь 0,0149  $\text{км}^2$ ) содержания составляют (%):  $\text{Sr}_{\text{ср}} = 8,6$  (прогноз 350 тыс. т),  $\text{Ba}_{\text{ср}} = 25,9$  (прогноз 1 млн т). Редкие земли не учитывались.

**Благородные металлы. Золото.** Золотое оруденение представлено как в простых, так и в комплексных месторождениях, имеющих разнообразное происхождение.

В Центрально-Алданском районе подобное оруденение контролируется поздне-триасовым(?)—раннемеловым магматизмом. Лебединское месторождение — пример крупного рудного узла, который является висмут-меде-золотоносным. Здесь распространены субгоризонтальные, жильно-залежные кварцево-сульфидные руды (сульфидов до 10 %), локализованные у подошвы вендских отложений, а также на трех гипсометрических уровнях выше карбонатной толщи венда—нижнего кембрия. Залежи (3—10 м) лентовидные, пластовые, длиной до 1000 м. Жилы длиной до 2000 м имеют изменчивую мощность, иногда вертикальное залегание с массивным и прожилково-вкрапленным оруденением. Руды относятся к трем типам: пиритовому, пирит-халькопиритовому и анкеритовому. Рудные минералы представлены гематитом, пиритом, халькопиритом, пирротинном, галенитом, реже киноварью, шеелитом, сфалеритом и ЭПГ. В некоторых месторождениях встреча-

ются флюоритсодержащие и киноварь-лимонит-кварцевые золотоносные залежи. Окисленные руды, в том числе и переотложенные, представлены гидроокислами железа, карбонатами меди, цинка, свинца, марганца. Золото самородное, в пирите и гематите. Содержание золота в рудах 1—2, участками до 71 г/т. Помимо высоких содержаний меди и висмута имеются золото-кварц-галенитовые жилы и залежи с высоким содержанием золота (до 295 г/т).

Куранахское месторождение является условным названием объемного рудного поля с бедными рудами ( $Au_{cp} = 5,3$  г/т) площадью около 250 км<sup>2</sup> в верхней части карбонатного нижнекембрийского плато с останцами нижнеюрских песчаников. Рудное поле пронизано вертикальными дайками минетта-ортофир-бостонитового состава. Рудонесущими являются окварцованные карбонатные породы, песчаники, в том числе брекчированные, и рыхлые породы смешанного состава в полях и карстовых воронках, реже дайки. Первичные руды месторождения — это золото-пирит-кварц-карбонатные джаспириды, а также кварц-полевошпатовые метасоматиты с рисовидным кварцем, высокотеллуридным золотом, иногда баритом, флюоритом, браннеритом, золотоносным пиритом. Более поздней является золото-железистая ассоциация с кальцитом, монтмориллонитом, теллуридами и селенидами золота, киноварью, реальгаром, аурипигментом, игольчатым арсенопиритом (до 1—2 %). В зоне окисления вторичное золото сопровождается повышенными концентрациями теллура и ртути. Руды сходных месторождений Амгинского района отличаются повышенным содержанием серебра (до 131,8 г/т).

Комплексное молибден-медно-золоторудное месторождение Рябиновое находится в эксплуатации. Оно контролируется плутоном фергусит-щелочносиенитовой формации площадью 50 км<sup>2</sup> с многочисленными мелкими телами разнообразных порфиров и является россыпеобразующим. Щелочной комплекс испытал объемную мусковитизацию с широким проявлением мусковит-ортоклазовых метасоматитов, которые вмещают несколько штокверков площадью до 0,7 км<sup>2</sup>, вкрапленно-линзово-гнездовых залежей, приразломных зон сульфидизации и жил. Высокопродуктивно-золотоносной является гематит-кварц-карбонат-золото-полисульфидная ассоциация. Менее продуктивная золото-пирит-микроклиновая (иногда с карбонатами) ассоциация тяготеет к эгиринизированным пегматитам, а на отдельных участках в прискарновой зоне образует жилы и прожилки редковкрапленных руд с галенитом, апатитом, флюоритом и сфеном. Поздняя кварцево-молибденитовая прожилковая и вкрапленная минерализация Mo разобщена с золоторудными телами. Встречаются кварцевые жилы с молибденсодержащими охрами. Меднорудные халькопирит-борнитовые залежи образуют вкрапленно-гнездовые тела в эгиринизированных ортоклазовых пегматитах вне зоны главной медно-золоторудной залежи. Золото находится в двух генерациях: раннее золото является высокопробным медь-железо-свинцовоносным, а позднее — низкопробным и помимо тех же примесей содержит теллур, магний, олово, палладий. Зона окисления на месторождении имеет мощность до 30 м.

Вокруг рудовмещающего плутона обнаружены золотоносные скарны, которые подобны по своим содержаниям золота (до 12,7—54,6 г/т) самостоятельным месторождениям этого типа.

В Кер-Капском золотороссыпном районе выявлены два серебро-золоторудных месторождения. Комсомольское месторождение окисленных руд в вендских доломитах представляет собой пластообразную залежь (1,04 м) длиной 140 м, в которой среди гидроокислов железа встречаются измененные сульфиды. Руды содержат:  $Au_{cp} = 84$ ,  $Ag = 100—300$  г/т,  $Bi = 0,2$  %. Месторождение Кругое расположено в зоне дробления рифейских песчаников вокруг штока монзонитов. Мощность зоны



4—5 м, она вмещает штокверк с суммарной длиной жильных тел до 250 м. Малосульфидные руды содержат:  $Au_{ср} = 27$  г/т (иногда до 800 г/т),  $Ag = 550$  г/т,  $Cu = 0,1—0,2$ ,  $Hg = 0,1—0,3$  %. Ресурсы опоискованного объекта составляют 2 т золота.

В Тас-Юряхском районе месторождение Ледяное занимает площадь 18 км<sup>2</sup> среди анортозитов, на которой обнаружены десятки золото-кварцевых жил в зонах дробления. Мощность жил с самородным золотом 0,2—4,0, длина до 2000 м. Жилы содержат  $Au_{ср} = 11,7—30,0$  г/т на мощность 1,5—1,25 м (иногда 100 г/т). Запасы золота значительны.

В Ларбинском районе разведется Бамское месторождение. Оно представлено приразломной штокверковой зоной с ореолом пропилитов, лиственитов и березитов по докембрийским породам, вблизи которой имеются нижнемеловые дайки гранодиорит-порфиров, в том числе пострудные. Главная зона шириной 500 м прослежена на 3000 м и состоит из серии субпараллельных залежей (длина 100—1200, прослеженность по падению — 300 м). Она вмещает прожилково-штокверковые и жильные тела с изменчивой мощностью (22,4—103 м). На Западном участке встречены рудные тела мощностью до 18,8 м, обычно 3—9 м при содержании  $Au = 6—15$  г/т. Содержания в главной залежи:  $Au_{ср} = 8,4$ ,  $Ag_{ср} = 24,8$  г/т (на мощность 3,1 м),  $W = 0,01—0,8$ ,  $Cu = 0,02—3,0$  %. Руды малосульфидные, карбонатно-кварцевые (с флюоритом, баритом, калишпатом, хлоритом, цирконом), содержат пирит, халькопирит, галенит, шеелит, блеклые руды, сульфасоли, теллуриды, киноварь, оконтит и другие минералы. В зоне окисления (1—20 м) содержание золота возрастает.

К северу от этого месторождения обнаружено крупное проявление Дениска, в котором аргентит-золото-пиритовое рудное тело контролируется простиранием даек порфиров среди нижнемеловых вулканитов. Оруденелая зона мощностью более 1 м и длиной 300—800 м содержит  $Au$  0,2—15,2,  $Ag = 5,0—148,2$  г/т.

В Уруша-Ольдойском районе известны три месторождения. Березитовое месторождение представлено четырьмя зонами березитов, которые локализуются в докембрийских образованиях среди полихронного вулcano-плутонического пояса. Мощность рудных зон от 10 до 110, протяженность 300 м. Сульфидные прожилки слагают штокверковые участки и встречаются в отдельных кварцевых жилах. В состав березитов входят кварц, серицит, калишпат, хлорит, биотит, а также гранат, апатит, гурмалин, флюорит, альбит, а иногда ксенотим, шеелит, андалузит. Месторождение является полиметаллически-золоторудным ( $Pb + Zn = 220$  тыс. т), что определяется разнообразием рудных минералов (10—12 % объема пород): самородное золото, пирит, пирротин, аргентит, арсенопирит, халькопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит и др. Помимо самородного золота встречаются теллуриды золота, а также золотосодержащие сульфиды (пирит, сфалерит, галенит). Серебро содержится в аргентите и галените. Среднее содержание металлов по месторождению:  $Au = 2—7$ ,  $Ag = 15—25$  г/т,  $Zn = 0,97$ ,  $Pb = 0,92$  %. Месторождение Кировское контролируется раннемеловым диорит-гранодиоритовым плутоном, прорывающим архейские образования и верхнеюрские песчаники. Месторождение частично отработано. В нем известно 300 рудных жил, из которых разведано 20 %. Длина жил 600—700, мощность до 1,5 м. По составу они малосульфидные и умеренносульфидные, кварцевые. Главные рудные минералы: самородное золото, в том числе тонкодисперсное, золотосодержащий аргентит, висмутин, самородный висмут, галеновисмутин, арсенопирит, магнетит, ферберит, тетрадимит, пирротин, кобальтин, галенит, сфалерит, антимонит, энаргит и др. Содержание золота в рудах 3—95,8 г/т,  $Bi$ ,  $As$  1,63,  $Cu = 0,9$ ,  $W = 0,1—0,2$ ,  $Sb = 1,5$ ,  $Ni = 0,63$ ,  $Co = 0,08$  %,  $Ag = 134$  г/т.



В хвостах отработанных руд содержится более 100 т висмута. Золотогорское месторождение почти отработано. Представлено кварц-сульфидными жилами с мелкими самородками золота среди измененных раннедокембрийских пород и в диафторитах. Мощность жил 1,1—1,2, длина 180 м, содержание золота в неокисленных жилах 4,9—13,0 г/т, в окисленных во много раз больше.

В Восточно-Становом районе имеется месторождение Колчеданный Утес в виде минерализованных зон (ширина 1,5—2,0, длина более 5 км) среди докембрийских образований. Наиболее опоискованная зона имеет ширину 15—60 и длину 150 м. Руды вкрапленные, массивные, местами брекчиевидные. В рудах преобладает пирит, присутствуют халькопирит, магнетит, сфалерит, пирротин. Основная масса золота связана с пиритом. Встречается гипергенное золото, а также теллуриды золота и самородное золото, платиносодержащее. Имеются сведения о наличии ЭПГ в количестве до 1384 г/т. Содержание металлов в рудах: Au = 1,2—120 г/т (обычно 5—20 г/т), Ag — до 64,1 г/т (обычно 6—20 г/т), теллуридов золота = 0,6 г/т, Cu = 0,1 %.

Месторождение Желинда представляет рудное поле площадью 42 км<sup>2</sup>, контролируемое вулканоплутоническим комплексом Сутамского района. Из пяти участков опоискован только центральный. Здесь выявлены три группы золоторудных объектов. Кварцево-сульфидные руды (пирит, халькопирит, иногда галенит) образуют среди архейских образований прожилковые зоны (10—30 м) длиной до 300 м и штокверк размерами 15 × 50 м. Содержание металлов: Au = 0,1—2,0, Ag = 1—41,7 г/т, Cu = 0,01—1,0, Pb = 0,01—1,0 %. Пирит-галенит-кварцевые руды образуют пластовую залежь (2,0 м) длиной 50 м в юрских отложениях. Содержание золота в залежи — 20 г/т. Полисульфидно-кварцевые руды формируют в углистых аргиллитах штокверки размерами (20 × 20 м)—(160 × 240 м), штокверковые зоны и залежи мощностью от 2—3 до 10—15 м. Руды представлены сетью малосульфидных кварцевых прожилков, составляющих 8—20 % (до 70 %) объема рудного тела. Из сульфидов преобладают пирит и арсенопирит. Содержание Au = 0,2—0,8, Ag = 1,8—15,8 г/т (до 40 г/т). Ресурсы оцениваются в 20 т.

Золото входит как дополнительный элемент, а иногда и главный в комплексные руды урана и золота в гумбеитах — пирит-карбонат-адуляровых метасоматитах. В Элькенском районе золото является дополнительным в рудных телах, образующих зоны в архейских образованиях (мощность 2—5, длина 10—700 м). В Верхнетоккинском районе месторождение Таборное является существенно золоторудным. Здесь гумбеиты образуют пластообразную залежь в нижнепротерозойских песчаниках со средней мощностью 39,5 м. Наиболее высокое содержание золота в районах пересечения этой залежи разломами составляет 5,8—7,0 г/т, в остальных местах оно не превышает 1 г/т.

В Алдано-Становой провинции с разрушением верхнемеловой, эоцен-олигоценовой и плиоценовой кор выветривания, распространенных в пределах коренных золоторудных источников, связанных в большинстве своем с юрскими и нижнемеловыми кислыми и щелочными интрузивными штоками, дайками и жильными телами, сформировались золотоносные россыпи. Наиболее значительные из них известны в Центрально-Алданском золотопромышленном районе. Это богатые россыпи рек Бол. Куранах, Якокут, Селидар, Орто-Сала, формировавшиеся в погребенных унаследованных долинах, приуроченных к линейно вытянутым неотектоническим грабенам.

Куранахская промышленная россыпь расположена в долине р. Бол. Куранах. Долина золотоносна на всем протяжении. Ширина промышленной части россыпи колеблется от 20 до 250 м. Мощность золотоносного пласта 0,5—4 м. Содержание золота в нем колеблется от 2 до 200 г/м<sup>3</sup>, убывая сверху вниз по долине. При экс-

плутации россыпи встречались редкие самородки весом 2—4 кг. Это древняя погребенная россыпь с мелким и тонким золотом. Включающие ее аллювиальные галечниковые отложения датировались ранее средним—верхним плейстоценом. По данным Е. Б. Хотинной, вмещающие россыпь породы являются эоценовыми.

Олигоценовая россыпь долины р. Якокунт имеет протяженность около 10 км. Длина промышленной части — 2346 м. Ширина контуров золотоносных отложений — 1,5—2 км. Мощность золотоносного пласта — 6—8 м. Среднее содержание золота в промышленной части россыпи — 200, а непромышленной — 78 мг/м<sup>3</sup>. Золото в основном пластинчатое. Пробность — 876. Вмещающими породами являются олигоценовые валунно-галечные аллювиальные образования. По данным Е. Б. Хотинной, в основании золотоносного аллювия залегают прослои песчанистых глин с преимущественно каолинистым составом глинистых минералов — слабопереотложенная кора выветривания скорее всего эоцен-олигоценового возраста.

Россыпь долины р. Селигдар имеет длину около 35, протяженность промышленной части — 14 км. Средняя ширина россыпи — 185, а ниже участка Озерного — 167, в приустьевой части долины Бол. Куранаха — 235, а в хвосте россыпи — 159 м. Золотоносными являются аллювиальные песчано-галечные отложения, считавшиеся современными. Мощность их изменяется от 15 до 50—60 м. Колебания ее связаны с закарстованностью карбонатных кембрийских пород дна долины. Аллювий, заполняющий карстовые полости плотика, содержит промышленные концентрации золота. По своему составу и характеру залегания он является аналогом эоценовых аллювиальных золотоносных отложений месторождения Бол. Куранах. Золото мелкое, хорошоокатанное. Размер золотинок от 0,1 до 1,5 мм. Цвет золота желтый и красновато-желтый. Пробность 888, 913, 915.

**Неметаллические ископаемые.** *Кварц оптический, горный хрусталь (аметист, морион).* Месторождения подобного сырья известны в нескольких районах: Кет-Капском, Ломамском и Амгинском, где они соответствуют месторождениям Кет-Капскому и Дальнему и представляют собой жильные поля площадью до 0,75 км<sup>2</sup>. В них сосредоточены хрусталеносные жильные зоны и отдельные кварцевые жилы, частично отработанные. Мощность зон 30—85, глубина залегания не менее 20 м.

Аметист-горнохрустальное месторождение Обман в Центральном-Алданском районе представлено кварцевыми жилами с гнездами кристаллов размером (30—40 см) × (10—40 см) при протяженности жил до 250 м. Выход кондиционного аметиста 3—4 %, ресурсы 163 кг. Месторождение Чильчинское представлено жильной зоной кварц-полевошпатового состава в габброидах. Мощность жил 1—2 м, в них находятся занорыши друзовидного горного хрусталя и кристаллы мориона высотой до 8 см.

**Сынныйрит.** Месторождения этого калийно-глиноземистого сырья приурочены к двум фергусит-щелочносиенитовым плутонам разного возраста (Сакунскому и Мурунскому) и являются однотипными. Месторождение Голевское в 25 км к западу от ст. Хани представлено верхней лейкократовой частью расслоенного плутона (1000—1200 м) длиной до 4 км. Именно в ней сосредоточены залежи на площади 2 км<sup>2</sup> кальсилитовых сиенитов — сынныйритов с крутым падением. По калийности выделяются три типа руд (1. K<sub>2</sub>O = 14,0; 2. K<sub>2</sub>O = 16 и 3. K<sub>2</sub>O от 18 до 21 %). Общие запасы месторождения составляют 572 млн т руды, с запасами в них богатых руд (K<sub>2</sub>O<sub>ср</sub> = 17,6, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sub>ср</sub> = 20,67 %) — 317 млн т.

**Асбесты.** Гидротермально-метасоматические месторождения асбестов обнаружены в Центральном-Алданском, Эвотинском и Мурунском районах. На месторождении Амуканском в 40 км от железной дороги — это родусит-режекитовый

асбест, сосредоточенный в восьми пластообразных залежах в зоне катаклаза с кварцевым цементом и ореолами выщелачивания (1—18 м) длиной до 150—400 м. На месторождении Мрачном у железной дороги — это родусит-актинолитовый асбест в апоскарновых зонах дробления (мощность до 30 м), насыщенных жилами кварца и флюоритсодержащего пегматита, около которых наблюдается асбест в жильных и вкрапленных рудах. В расположенном к югу месторождении Пьяное щелочноактинолитовый асбест приурочен к кварц-актинолитовым жилам (25—30 м) длиной до 300 м. У месторождения Сиреневый Камень в Мурунском районе — это рихтерит-асбест в телах апокарбонатных метасоматитов (среднее содержание 25 %), ресурсы 94,5 тыс. т. В Южно-Мурунском проявлении ресурсы рихтерит-асбеста в количестве 1360,8 тыс. т.

**Флюорит.** Является одним из типоморфных минералов активизационного ору-денения, однако самостоятельные месторождения его немногочисленны. Месторождение Самодумовское около г. Алдан представлено кварц-кальцит-флюоритовыми залежами (до 13,2 м) длиной до 77 м среди флюоритизированных пластов доломита вендского возраста, прослеженных на 280 м. Пригодная для открытой разработки залежь содержит дополнительно галенит и тремолит, а флюорит образует в ней как вкрапленно-пятнистые тела (флюорита до 50 %), так и гнездовые залежи (флюорита до 78 %). Среднее содержание флюорита по месторождению — 62,4 %. Элементы-спутники (%): Cu — 0,3, Pb — 0,01, Be — 0,05, V — 0,02, Li и Sr — по 0,0n. Такой тип минерализации широко распространен в месторождениях Амгинского и Мурунского районов, где его ресурсы достигают десятков тысяч тонн. Крупное, слабоописанное Большеикабийское проявление в 20 км от железной дороги БАМ представлено кварц-кальцит-флюоритовыми залежами мощностью 50—300, длиной до 900 м. Помимо прожилковых зон она вмещает линзы и гнезда с содержанием флюорита 30—50 %. Элементом-спутником являются Nb — до 0,01 % и Au — до 0,05 г/т.

**Апатит.** Месторождения апатита располагаются в Мурунском плутоне, где контролируются апатитоносными слюдяными пироксенитами и фергуситами в средней части расслоенного тела. В Верхнеторгинском месторождении на площади 1,75 км<sup>2</sup> подсчитаны прогнозные ресурсы в 19,9 млн т руды с содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 2—6 % на мощность 100—150 м. На Левоторгинском месторождении запасы в три раза выше. Невдалеке от этих месторождений обнаружены апатитоносные скарны (с диопсидом, нефелином, полевыми шпатами, эгирином), содержащие P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 2,4—5,2 %.

**Хромдиопсид, вермикулит.** Комплексное Инаглинское месторождение к западу от г. Алдан представлено жилами щелочных пегматитов в дунитах (хромдиопсид апоортоклазовый — 50—70 %, вермикулит апоарфведсонитовый 20—40 %, эгирин — до 5 %). Вермикулит в гнездах, линзовидных скоплениях и рассеянновкрапленный с размером кристаллов до 20 × 80 см. Запасы слюды по месторождению 84,5 при ресурсах 900 тыс. т. Хромдиопсид в тех же зональных жилах иногда формирует мономинеральные хром-диопсидовые залежи (1,5—2 м) с ювелирными кристаллами, а также образует отдельные жилы. Встречается помимо этого в пегматитах диопсид-ортоклазовых и амфибол-полевошпатовых. Запасы хромдиопсида всех сортов составляют 1517 кг по двум жилам.

**Чароит.** Два месторождения — Сиреневый Камень и Даван — приурочены к Мурунскому плутону и представлены приконтактовыми метасоматическими брекчиями и сложными жилами чароита. Мощность промышленных тел от 3—5 до 15—20 м, длина 350 м. Чароит часто содержит включения радиально-лучистого эгирина, а также тинаксита, кальсилита и кварца. Запасы сортового сырья по двум месторождениям 5,4 тыс. т.

## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В основу металлогенического анализа Восточной Сибири положены принципы и методика школы ВСЕГЕИ, позволившие провести металлогеническое районирование по архейским и раннепротерозойским циклам и этапам фундамента платформы по рифейско-фанерозойским циклам и этапам чехла платформы и синхронным им складчато-надвиговым системам обрамления платформы. Выделяются архейско-раннепротерозойские и рифейско-фанерозойские металлогенические циклы и этапы с присущими им перспективными и потенциально перспективными структурно-металлогеническими и металлогеническими зонами.

### АРХЕЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

На протяжении более 1,5 млрд лет ранней геологической истории на месте фундамента Сибирской платформы формировался особый пермобильный тип геоструктур, временные и структурно-формационные особенности которых позволяют рассматривать их металлогению в рамках двух металлогенических мегациклов. Раннеархейский мегацикл пока не поддается более дробной дифференциации, в то время как позднеархейский мегацикл в некоторых районах состоит из двух циклов (рис. 62).

С раннеархейским металлогеническим мегациклом (более 3100 Ма) связано формирование двух типов сопряженных МО — литоплинтовых и диалитоплинтовых. Их минерогения является глубинной, в силу того что все полезные ископаемые претерпели метаморфизм и ультраметабазальное рассеивание на нижне-среднекоровом уровне. В литоплинтовых МО отмечаются первично-осадочные залежи силлиманита и графита, реже первично-магматические концентрации титана, ванадия, марганца.

Диалитоплинтовые МО контролируют стратиформные месторождения магнетитовых кварцитов, крупночешуйчатого графита, проявления медь-никель-платино-содержащих и титаноносных синметаморфических руд магматогенного происхождения, и метасоматических редких земель.

Позднеархейский металлогенический мегацикл (3100—2500 Ма) привел к формированию МО на уровне ниже-верхнекоровом, временная принадлежность которых к первому — 3100—2750 Ма или второму циклу — 2750—2500 Ма. Литоплинтовые МО относятся к двум категориям — наложенным (верхний этаж литоплинтов первой генерации) и новообразованным. МО наложенных литоплинтов контролируют скарновые и метасоматические месторождения железа, бора, меди, кобальта, редких земель. МО новообразованных литоплинтов контролируют минерализацию силлиманита, апатита, графита, серноколчеданного сырья, граната. МО вулканогенных поясов (обычно моноциклических) представлены изолированными МЗ, сгруппированными в рамках этих областей, наложенных на сильно гранитизированные верхние этажи диалитоплинтов (рис. 62). МЗ относятся к двум типам. Коматиитовый тип предположительно контролирует месторождения меди, никеля, золота, платины, титана, редкометалльных пегматитов, метасоматические месторождения талька, а также находки алмазов в ортосланцах. Толентовый тип контролирует месторождения железистых кварцитов, золотоносных стратиформных, плутоногенных и гидротермальных пород, а также метасоматического талька и магнезита. Вулканогенно-осадочные МО являются обычно бициклическими, и по структурному положению и формационным рядам напоминают неудавшиеся

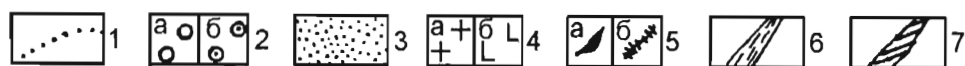
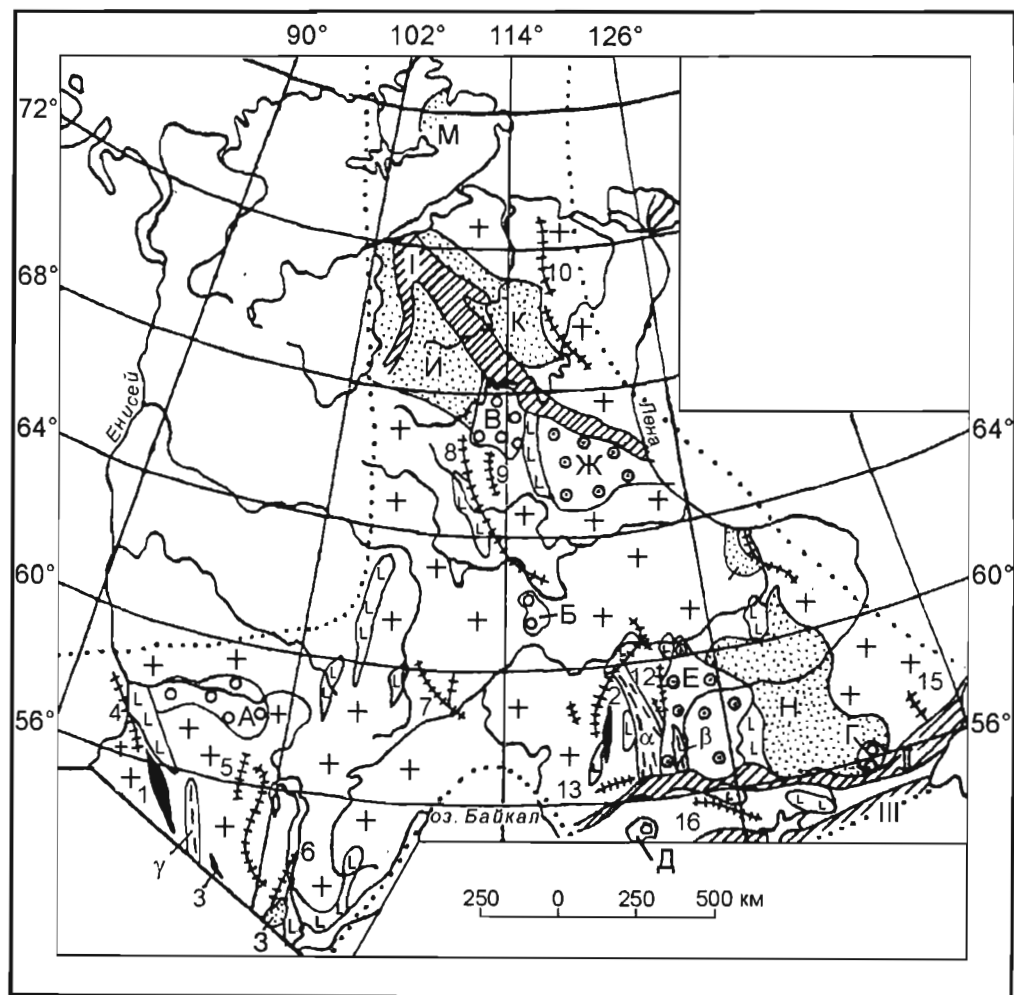


Рис. 62. Схема металлогенического районирования Восточной Сибири. Архейские металлогенические циклы (сост. Е. П. Миронюк).

1 — границы области районирования; 2, 3 — литоплинтвые МО: 2 — ранне- и позднеархейские (а — одноярусные раннеархейские: А — Тасеевская, Б — Ботуобинская, В — Оленевская, Г — Уянская, Д — Моклаканская; б — двухъярусные ранне-позднеархейские, Fe, B, Cu, Co, TR, S; Е — Иенгская, Ж — Тунгская); 3 — позднеархейские, Al, gr, gr, ar; 3 — Китайская, И — Маганская, К — Хапчанская, Л — Приленская, М — Фалдеевская; 4 — диалитоплинтвые раннеархейские МО (а — позднего этапа, TR, ар, б — раннего этапа, Fe, Ti, Ni, Cu, Pt); 5 — 7 — позднеархейские МО и МЗ: 5 — МЗ вулканогенных поясов (а — коматититовых, Cu, Ni, Au, Pt, Ti, RM, il, di; 1 — Канского, 2 — Олондинского, 3 — Монкрессовского; б — толентовых, Fe, Au, il, mg; 4 — Предвинского, 5 — Приангарского, 6 — Онотского, 7 — Нюйского, 8 — Отулахского, 9 — Мархинского, 10 — Уджинского, 11 — Чарско-Токкинского, 12 — Диалтунда-Нелюкинського, 13 — Верхнекаларского, 14 — Якутского, 15 — Эвikanского, 16 — Гегканского); б — вулканогенно-осадочные МО. RM, Au, Ni, Mo, Pt, TR, mi (α — Тарын-Темулякитская, β — Амедицинская, γ — Бирюсинская); 7 — МО шовных зон анортозит-полиметаморфических, Fe, Ti, V, Cu, Ni, Pt, TR, ар, mi (I — Котуйкан-Жиганская, II — Каларо-Джугджурская, III — Кенгурак-Чогарская).

литоплинты. С первым циклом в них связаны проявления никеля и платины и месторождения мусковитовых пегматитов. Со вторым циклом — месторождения редкометалльных пегматитов и проявления гидротермально-метасоматических редких земель, молибдена, золота, магматогенного апатита.

Транзитное положение ко всем рассмотренным МО имеют анортозит-полиметаморфические МО шовных зон. В них сосредоточены фрагменты почти всех выше-рассмотренных МО, спаянных динамо-ретрометаморфическими зонами и крупными плутонами гранитоидно-мангерит-анортозитовой ассоциации. Поэтому новое содержание металлогении этих зон связано с разломами и анортозитовыми плутонами. Первые из них контролируют месторождения мусковитовых и редкоземельных пегматитов, метасоматического корунда, а также зоны серноколчеданного выполнения. Анортозитовые плутоны контролируют месторождения титана, ванадия, меди, никеля, платиноидов и др.

### РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Эти циклы являются переломными в минерагенической истории региона. С рубежа 2500 Ма начинается и на рубеже 1550 Ма заканчивается кратонизация пермобильных областей. В указанном интервале времени устанавливаются два металлогенических цикла — Кодарский и Аkitканский.

Кодарский металлогенический цикл определяется четырьмя типами МП и МО. Протоперикратонные МП и МО обрамляют большую часть фундамента Сибирской платформы, представлявшую в этом цикле систему протоавлакогеновых, агорализитных и тектоно-гетероформационных МО. Среди протоперикратонов выделяются моноциклические и бициклические (рис. 63). Указанные МП и МО контролируют стратиформные проявления марганца и золота в черносланцевых толщах. Известны магматогенные проявления хрома, титана, меди и гидротермально-метасоматические проявления золота и редких земель. Протоавлакогеновые МО контролируют многоярусные стратиформные месторождения меди, железа, золота, серебра, урана и апатита. В прилегающих к протоавлакогенам поднятиях архейского основания развиваются агорализитные МП как с гранитоидными и гидротермально-метасоматическими проявлениями редких земель и молибдена, так и титаноносными базитами. В тектонизированных внешних зонах агорализитных поднятий внедряются щелочные граниты с редкометалльно-редкоземельной минерализацией.

В тектоно-гетероформационных МО формируются плутогенные месторождения и проявления титана, ванадия, меди, платины, а также гидротермально-метасоматические приразломные проявления золота, асбеста и графита.

Аkitканский металлогенический цикл, после инверсии большинства протоперикратонов и протоавлакогенов, приводит к формированию новых типов МО. Формируются протовулканогены, ранние — линейные и поздние — узловые (Якутский и Улканский) (рис. 63). Протовулканогенные МО линейного типа в зависимости от характера магматизма контролируют различные месторождения, хотя и сходные по видовому набору полезных ископаемых. Гранодиорит-субщелочнобазальтовые протовулканогены калбазыкского типа контролируют месторождения редкометалльных пегматитов (Ta, Li, Cs, Nb, Be, Sn). Рапакиви-гранит-трахидацитовые протовулканогены без плутонов основных пород (аkitканский тип) контролируют в основном гидротермально-метасоматические проявления титана, редких металлов, урана, редких земель, золота. Узловые авлакогены контролируют месторождения и проявления платины и титана в дифференцированных плутонах и гидротермально-метасоматические месторождения флюорит-редкометалльные, хрусталеносные.

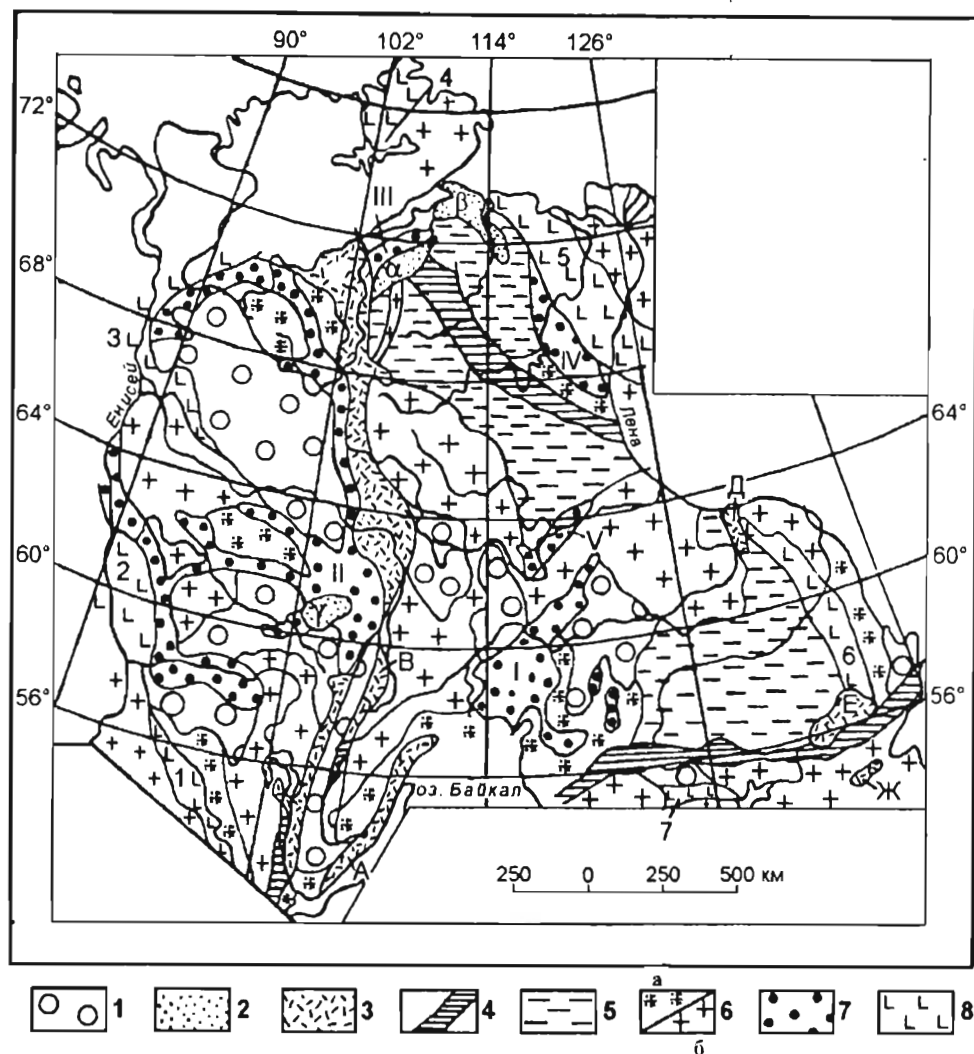


Рис. 63. Схема металлогенического районирования Восточной Сибири. Раннепротерозойские металлогенические циклы (сост. Е. П. Миронюк).

1 — протократонные МО кор выветривания (Zr, Ti); 2 — протокатакратонные МЗ (TR, Ti, Zr): α — Ильинская, β — Усть-Хатангская, γ — Чуньская; 3 — протовулканогенные МО (RM, Ti, U, Au, P, Pt): А — Ачитканская, Б — Шамановская, В — Непская, Г — Котуйская, Д — Якутская, Е — Улканская, Ж — Джагарминская; 4 — МО шовных зон тектоно-гетероформационных (Au, Ti, V, Cu, Pt, gp, as); 5, 6 — МО агоралитных поднятий: 5 — высокоамплитудных (TR, Mo, Pt, ap), 6 — умеренноамплитудных (а — внешних зон поднятий: RM, TR, Mo, Zr, U, Pb, Pt; б — внутренних зон поднятий: TR, Ti); 7 — протоавлакогенные МО (Cu, Ti, V, Ni, Fe, U, Au, Ag, Pt, ap): 1 — Ленско-Удоканская, II — Тунгусская, III — Фомичевская, IV — Придонская; 8 — протоперикратонные МП и МО (бициклические МП, Ti, Cr, Cu, RM, Au: 1 — Урикско-Ийская, 7 — Джелтулакская; моноциклические МО, Cr, Ti, Cu, Au, Mn, TR: 2 — Исаковская, 3 — Тутончанская, 4 — Челюскинская, 5 — Оленекская, 6 — Амгинско-Чумиканская).

В протоавлакогеновых МО могут формироваться плутоногенные месторождения титана, железа, ванадия, меди, никеля, золота, платины и олова. Агорализитные МО, главным образом аполитоплнтитовые, контролируют преимущественно гидротермально-метасоматические месторождения флогопита, горного хрусталя, апатита, молибдена и редких земель. С остальными МО этого типа связано появление гидротермально-метасоматических концентраций редких металлов и редких земель, циркония, урана, молибдена, флюорита. В начале и конце акитканского цикла появляются небольшие протохатакратоны со следами древних россыпей и кор выветривания в обломочных толщах. Они же служат экраном для месторождений структурно-стратиграфического несогласия.

## РИФЕЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Основой металлогенического районирования чехла платформ является пространственно-металлогенический таксон — СМЗ (провинция), которая контролируется типом СФЗ (СФО) со свойственными им определенными рудными и рудоносными формациями, являющимися закономерными членами единого формационного ряда. Металлогенические провинции и СМЗ каждого режима характеризуются свойственными им типами структур и соответствующей стадийностью развития. СМЗ, так же как и контролирующие их СФЗ (СФО), зарождаются и формируются на платформах в течение одного этапа (или его стадии). В пределах СМЗ выделяются металлогенические зоны, включающие существенные проявления рудоносных и рудных формаций. Металлогеническая зона охватывает образования одной стадии или части стадии.

Металлогению плитного режима определяют СМЗ шести генетических типов — хатакратонные, перикратонные, рифтогенные (авлакогенные), филократонные и телеорогенные (приорогенные), контролирующиеся ретроспективными СФЗ [Малич и др., 1988]. Эти структуры участвуют в строении девяти структурных ярусов чехла платформы и обладают стадийностью и этапностью развития. Стадии развития — трансгрессивная, инундационная, регрессивная, эмерсивная — фиксируются типовыми геологическими формациями. Этап развития платформы характеризуется формационным рядом, содержащим формации всех четырех стадий. Иногда ряд может быть редуцирован. По преимущественному типу развития формаций выделяются начальные и финальные этапы, отвечающие структурным ярусам и часто разделенные структурным несогласием. Циклы и этапы развития платформы соответствуют по возрасту циклам и этапам складчатого обрамления.

Условия образования как экзогенных, так и эндогенных рудоносных и рудных формаций неоднократно проявлялись на определенных стадиях (отвечающих металлогеническим эпохам) развития сходных СМЗ различных металлогенических этапов.

Хатакратонные СМЗ отражают обстановку пригибания и растяжения земной коры с развитием мелководно-морских и лагунных эпиконтинентальных бассейнов с благоприятными условиями для образования фосфоритов, железных, свинцово-цинковых руд и солей, в том числе калийных, с привнесом мантийного вещества (Р, К и др.) вдоль долгоживущих разломов, связанных с проторифтогенами. Они характеризуются изометричными формами и накоплением преимущественно автохтонных рядов формаций умеренной (до 2 км) мощности. Среди гипов хатакратонных СМЗ выделяются терригенные сероцветные алмазоносные, терригенные карбонатные серо- и пестроцветные фосфорито-, железо- и марганцевоносные (трансгрессивная стадия); терригенно-карбонатные и карбонатные свинцово-цинковые (инундационная стадия); сульфатно-карбонатные соленосные (регрессивная стадия).



Локализация металлогенических зон обусловлена структурами более высокого порядка в сочетании с рудоподводящими разломами. Хатакратонные СМЗ наиболее широко развиты в венд-раннепалеозойском и среднепалеозойском этапах.

Перикратонные СМЗ отражают пассивное состояние кратона и связаны со смежной подвижной зоной с высокими скоростями погружения (мощность до 6 км). Они сложены редуцированными рядами формаций, переходными от мелководных к глубоководным, характерным для трансгрессивной и инундационной стадий начальных этапов развития. Выделяются перикратонные полиметаллические и фосфоритоносные СМЗ. Ряд таких полиметаллических СМЗ объединяется в Южно-Сибирский полиметаллический пояс (на рифейском мегаэтапе).

Телеорогенные и приорогенные СМЗ отражают энергоемкие процессы вдоль смежных сводовых поднятий или орогенов и контролируются крупными линейными отрицательными асимметричными структурами. Широко развиты ряды алохтонных формаций, в том числе красноцветных молассоидных (мощностью до 3 км). Разломы, сопровождающие СМЗ такого типа, обуславливают постдиагенетические изменения угленосных формаций и концентрацию меди в стратиформных медных месторождениях. Меденосные СМЗ известны на раннепротерозойском (Кодаро-Удоканская зона), ранневендском (излучинская эпоха) и раннепалеозойском (верхоленская эпоха) этапах развития платформы. Угленосные телеорогенные (Таймырская и Западно-Тунгусская) СМЗ связаны с развитием сводовых поднятий. Вдоль них возникли прогибы типа предгорных, метаморфизм углей которых имеет сложную метаморфическую зональность.

Филократонные СМЗ приурочены к крупным положительным структурам (наиболее стабильным блокам земной коры, в отличие от межблоковых структур, связанных с более подвижными прогорифтовыми зонами). Осадочные формации, синхронные этапу формирования филократонных зон, в пределах последних отсутствуют. Субстратом филократонных СМЗ являются формации фундамента и структурных ярусов чехла, развивавшихся до характеризуемого этапа. Для таких зон характерны формации эмерсивной стадии: магматические и кор выветривания. В краевых частях филократонных СМЗ вдоль сочленения их со смежными рифтовыми (авлакогенными) СМЗ проявляются рудоносные магматические формации, относящиеся к семействам щелочно-мафитовых, щелочно-ультрамафитовых и ультрамафитовых пород. Продукты корообразования захороняются в трансгрессивных формациях смежных погружающихся СМЗ, где образуются бокситы и россыпи (алмазов, золота, ильменита, МПГ и др.). Среди СМЗ филократонного типа выделяются терригенные сероцветные бокситоносные, мафитовые шпато- и графитоносные, ультрамафитовые и щелочно-ультрамафитовые алмазоносные, а также СМЗ с рудными формациями (апатит-магнетитовой, флогопитовой, редкометалльной, редкоземельной, нефелиновой, хризолитовой и др.), ассоциирующими с ийолит-карбонатитовой, и платиноидноносные, связанные с клинопироксенит-дунитовой формациями.

Практически наиболее важными являются рифтогенные СМЗ, имеющие структуру земной коры, существенно отличающуюся от стандартной континентальной коры более мощным базальтовым слоем, повышенной плотностью разломов, горсто-грабеновой структурой фундамента, наличием промежуточного слоя (с  $V_p = 7,3-7,8$  км/с) между корой и мантией, интерпретирующегося как свидетельство существования мантийного диапира, вошедшего в кору палеорифта. В палеорифтовых трогах кора угонена на несколько километров по сравнению с обрамляющими блоками. Рифты имеют тенденцию к реактивации [Милановский, 1976, 1983]. Последующие тектонические процессы проявляются в раздвижении, а так-

же в сдвиговых и сжимающих деформациях, вызванных повышенной подвижностью в палеорифтах, усложняющихся со временем.

В чехле СП проявились три основные эпохи рифтогенеза — рифейская, среднепалеозойская и позднепалеозойско-раннемезозойская. Рифейская эпоха характеризует начало плитного режима. Она знаменуется расчленением кратона (часто унаследованным от раннего протерозоя) вследствие растягивающих сил, приведших к образованию обширной рифтовой (авлакогенной) системы. Рифейские Игарский, Таймырский, Уджинский и Присяянский палеорифты отличаются мощными терригенными формациями и проявлениями толсит-базальтового, трахибазальтового, мафит-ультрамафитового и щелочно-ультрамафитового магматизма. Среднепалеозойский рифтогенез по распространению уступал рифейскому. Длительность его на порядок меньше, чем развитие рифейских рифтов, но мощности СФК (тех и других рифтов) близки (до 6—10 км). К среднепалеозойским рифтам относятся Норильский, Нордвикский, Патомско-Вилуйский и Сетте-Дабанский. Их характеризуют мощные сульфатно-карбонатные толщи, содержащие пачки (до 200 м) солей, а также магматические формации коматиит-базальтового, трахибазальтового, клинопироксенит-дунитового, ийолит-карбонатитового, лампроитового и кимберлитового составов со специфической металлогенической специализацией.

В позднепалеозойско-мезозойскую эпоху рифтогенез охватил северо-запад платформы, Западно-Сибирскую плиту, Енисей-Хатангский прогиб и значительную часть Таймыра, образовав единую рифтовую систему. В Норильском районе реактивация рифейского и девонского палеорифтов выразилась в гриасе в интенсивной магматической деятельности благодаря высокой проницаемости Норильского блока литосферы, расположенного над «рифтовой подушкой», установленной по сейсмическому профилю Диксон—Хилок МОВЗ ГСЗ [Рифтогенез..., 1989]. Гигантские проявления магматизма вызвали крупные вертикальные подвижки на границе Енисей-Хатангского и Норильского блоков в верхней части коры, а также на уровне кора—мантия, где образовались три блока со смещением их поверхности на 5—7 км [Малич и др., 1988]. Колоссальные выплавки магм сопоставимы по масштабу с процессами, происходившими в раннем докембрии, с которыми также связаны сложные комплексные никеленосные (с медью, кобальтом, платиноидами и золотом) мафит-ультрамафитовые формации. Рудная нагрузка глубинных флюидов и магм определялась геохимической специализацией оболочек (тектоносферы) Земли, где происходило зарождение диапиров. При взаимодействии магм и флюидов различного состава и глубины зарождения возникали сложные комплексные месторождения, имеющие разноглубинный источник вещества как силикатной, так и рудной части [Щеглов, Говоров, 1985; Щеглов, 1988], которые выносились к поверхности при энергоемких процессах в областях рифтогенеза.

С формированием СМЗ рифтогенного типа связаны наиболее продуктивные магматические формации, содержащие рудные сульфидную платиноидно-медно-никелсвую, МПГ, апатит-магнетитовую, флогопитовую, редкометалльную, редкоземельную, нефелиновую и алмазную формации, нередко проявляющиеся также и в смежных филократонных СМЗ. Таким образом, на протяжении развития СП зоны сопряжения мегаблоков (палеорифтовые зоны) имели наибольшую эндогенную активность.

В металлогеническом районировании СП (или ее отдельных частей) участвовали Н. Н. Урванцев, М. Н. Годлевский, М. Ф. Лобанов, Ю. Г. Старицкий, В. В. Еловских, Э. Л. Варанд, Н. Г. Ключанский, Г. И. Ковардин, В. С. Голубков, А. М. Иванова, Н. С. Малич, В. М. Терентьев, Л. П. Тигунов, С. М. Ткалич, Е. В. Туганова, О. А. Дюжиков и др.

**Рифейско-ранневендский металлогенический мегацикл.** На рифейском мегаэтапе выделяются связанные латеральными переходами хатакратонные, перикратонные, авлакогенные и рифтогенные СМЗ. На ранневендском МЭ различаются хатакратонные, приорогенные и филократонные СМЗ [Эволюция древних..., 1997].

Рифейский металлогенический мегаэтап. На рифейском металлогеническом мегаэтапе вдоль западных и южных границ СП выделяется протяженный Среднесибирский полиметаллический пояс, состоящий из нескольких СМЗ — Вороговско-Ангарской раздвиговой (полиметаллы), Центрально-Енисейской (золото, сурьма), Ангаро-Питской (железо, тальк, марганец, магнетит), Прибайкальской (фосфориты, бокситы), Туруханской и Патомской (осадочные железные руды) перикратонных СМЗ; Присянской (фосфориты, железо, марганец) и Игарской (полиметаллы) рифтогенных СМЗ. На северо-востоке СП выделяется Тунгусско-Котуйская хатакратонная СМЗ, потенциально перспективная на свинец и цинк. На востоке СП расположены Учурская (осадочные железные руды) и Уджинская (марганец, алмазы) рифтогенные СМЗ; на севере платформы выделяются Анабаро-Тунгусская и к югу от нее — Алданская, Тимптонская и Омнинская филократонные провинции коробразования (рис. 64). СМЗ отвечают СФО и СФЗ тектонического мегаэтапа.

Рифейский мегаэтап характеризуется рудоносными формациями, связанными с металлогеническими эпохами трансгрессивной, инундационной и эмерсивной стадий. Трансгрессивной стадии отвечает эпоха накопления гематит-лимонитовых руд, фосфоритов и марганца; с инундационной стадией связана эпоха образования полиметаллических руд в карбонатных породах, с эмерсивной стадией — металлогенические эпохи возможного образования бокситов и алмазоносных кимберлитов.

Вороговско-Ангарская раздвиговая СМЗ, перспективная на стратиформное колчеданно-медно-полиметаллическое и гидротермальное свинцово-цинковое оруденение, расположена в Приенисейской полосе Енисейского кряжа; СМЗ, связанная с нижнерифейскими терригенно-вулканогенно-карбонатными и терригенно-карбонатными формационными рядами, сопровождалась формированием колчеданных, колчеданно-медно-полиметаллических, гематитовых и сидеритовых стратиформных рудопроявлений. В среднем—позднем рифее, когда проявилась долеритовая формация, происходило извлечение свинца и цинка из нижележащих, зараженных данными металлами, осадочно-вулканогенных пород и привнос их в терригенно-карбонатную формацию шунтарской свиты. Выделяются МЗ: Вороговская марганцевоносная, Горевско-Пенчинская и Каятбинская, высокоперспективные на полиметаллические руды. Образование полигенно-полихронных свинцово-цинковых месторождений (Горевское и др.) обусловлено проявлением трех региональных факторов: литолого-геохимического, магматического и структурного.

Центрально-Енисейская СМЗ, перспективная на стратиформно-гидротермальное золото-сурьмяное, золото-шеелитовое и полиметаллическое оруденение, расположена в центральной части Енисейского кряжа и приурочена к средне-позднерифейским терригенно-карбонатным и черносланцевым формациям. В СМЗ развито гидротермальное золоторудное и оловянно-вольфрамовое оруденение, которые генетически связаны с инверсионными гранитами татаро-аяхтинского комплекса позднего рифея. Образование золото-вольфрамо-сурьмяных месторождений (Олимпиадинское и др.) обусловлено проявлением трех региональных факторов: литолого-геохимического, метаморфогенного и магматогенного. В средне-позднерифейскую эпоху накапливались терригенно-карбонатные и терригенно-черносланцевые формации сухопитской серии с повышенными содержаниями золота, вольфрама и сурьмы. Под влиянием флюидных потоков, отделяющихся при внедрении гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса, происходило извлечение

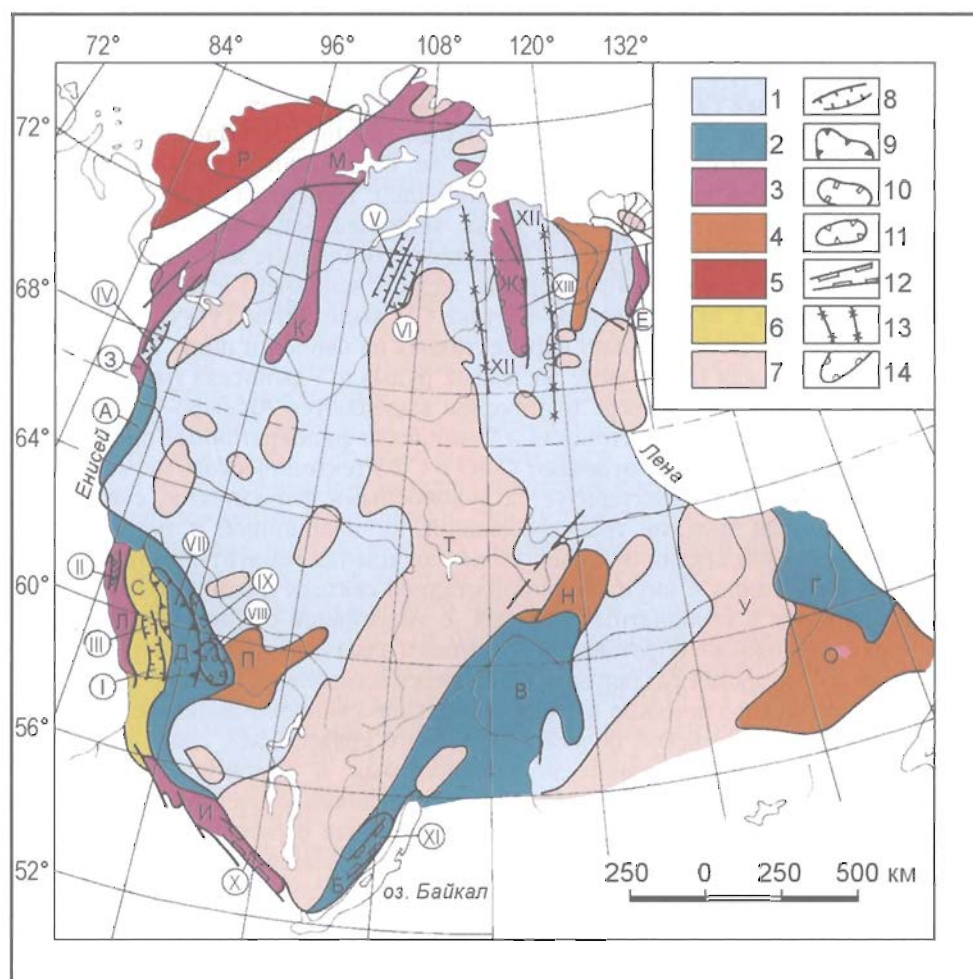


Рис. 64. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Рифейский металлогенический мегаэп (сост. Н. С. Малич).

1 — хатакратонная СМЗ Тунгусско-Котуйская; 2 — перикратонные СМЗ: Туруханская (А), Прибайкальская (Б), Патомская (В), Юдомо-Майская (Г), Ангаро-Питская (Д), 3 — рифтогенные СМЗ: Хараулахская (Е), Уджинская (Ж), Игарская (З), Присянская (И), Котуйская (К), Вороговско-Ангарская (Л), Колосовско-Светлинская (М); 4 — авлакогенные СМЗ: Уринская (Н), Учурская (О), Иркинская (П); 5 — перикратонно-авлакогенная СМЗ: Мининско-Челюскинская флишеидная (Р); 6 — перикратонно-рифтогенная СМЗ: Центрально-Енисейская риолит-базитовая (С); 7 — филократонные СМЗ: Анабаро-Тунгусская (Т), Алданская (У); 8 — МЗ: 8 — высокоперспективные на полиметаллы: I — Горевско-Пенчинская, II — Каятбинская, IV — Чернореченская, V — Усть-Ильинская, VI — Верхнеюсмастахская; 9 — высокоперспективная на золото, сурьму и вольфрам: VII — Центрально-Енисейская; 10 — высокоперспективная на железо: VIII — Удоронгская; 11 — высокоперспективная на тальк и магнезиты: IX — Ангаро-Каменская; 12 — потенциально перспективные на фосфориты: X — Карагасская, XI — Улунтуйская; 13 — потенциально алмазоносная: XII — Уджинская; 14 — марганцевоносные: III — Вороговская, XIII — Томторская.

золота, вольфрама и сурьмы из осадочных формаций сухопитской серии и привнос их в зоны расщепления [Бергер, 1978]. Эксплуатируемые в настоящее время окисленные руды сформировались под воздействием гипергенных процессов в мезозое. Выделяется Центральная МЗ, высокоперспективная на золото, сурьму и вольфрам.

Ангаро-Питская перикратонная СМЗ, перспективная на железорудное, тальковое, марганцевое, фосфоритовое и магнезитовое оруденение, расположена на восточной окраине Енисейского кряжа. Она содержит крупные месторождения железа, талька и магнезита, образование которых обусловлено проявлением литологического и плюмно-тектонического факторов. Месторождения залегают в терригенно-доломитовой формации (аладинская свита) рифея (литологический контроль). Месторождения магнезита формируются только в зонах дробления северо-западного простирания, в которых под влиянием флюидно-тепловых потоков происходило извлечение магния из доломитов и переотложение его в рудные залежи магнезита. Выделяются Удоронгская железорудная и Ангаро-Каменская тальк-магнезитовая МЗ.

Присаянская рифтогенная СМЗ расположена на юге СП. Выделяется Карагасская МЗ, перспективная на железо, марганец, фосфориты и бокситы. Зона контролируется шангулежской железоносной и марганцевоносной конгломератово-алевролитово-песчанниковой и фосфатоносными нижнеипситской песчаниково-глинистой и наиболее перспективной верхнеипситской кремнисто-песчаниково-доломитовой формациями (литологический контроль). Фосфориты, по данным О. П. Егоровой, представлены пятью горизонтами (мощностью от 0,28 до 4,5 м) с содержанием  $P_2O_5$  от 12,48 до 16,8 % в георгиевском горизонте. Фосфориты приурочены к осевым частям Удинской и Бирюсинской впадин (тектонический контроль).

Марганцевые руды (Аршанское месторождение и другие проявления) контролируются шарьяжно-надвиговыми структурами, представляющими собой ловушки вещества при миграции флюидов. В. И. Сизых с соавторами различает пластовые рудные тела трещинно-брекчиевых структур. Выделяется ряд марганцевоносных узких полос северо-западного простирания вдоль фронтальных выступов надвиговых пластин и зон дробления. Они охватывают бассейны рек Изан, Шангулеж, Марня, протягиваясь до 120 км при ширине 4—8 км, а также бассейны рек Уда, Тымбыр, простираясь на 180 км при ширине 3—5 км.

Прибайкальская перикратонная СМЗ, перспективная на фосфориты, полиметаллическое оруденение и бокситы, включает Улунтуйскую МЗ, потенциально перспективную на фосфориты в зонах сочленения Иликтинской и Бугульдейской впадин с Ангинским и Северо-Байкальским поднятиями. Фосфориты контролируются улунтуйской терригенно-фитолитовой формацией и представлены монофосфатным горизонтом до 0,3 м с содержанием  $P_2O_5$  30—40 %, карбонатно-кремнистым фосфоритовым горизонтом 1—1,5 м с содержанием  $P_2O_5$  от 14 до 22,6 %, маломощными прослоями (10—20 см) песчанистых фосфоритов с содержанием  $P_2O_5$  до 33 %.

Проявления полиметаллов представлены галенит-сфалеритовыми (с флюоритом) рудами (месторождение Барвинское), образующими горизонт мощностью 1,5 м (реже до 7—12 м) с содержаниями цинка 1—5 % (иногда 12 %); свинца 0,5 % (реже до 10 %); барит-сфалеритовыми с галенитом (Ирельская группа) рудами, образующими вкрапленное, гнездовое и прожилковое оруденение. Содержание барита менее 10, цинка — менее 3, свинца — до 1 %. Руды контролируются голоустенской конгломератово-алевролитово-песчанниковой и улунтуйской терригенно-фитолитовой формациями, локализующимися в Бугульдейском, Иликтинском и других прогибах Прибайкалья и на склоне Северо-Байкальского поднятия; галенит-сфалеритовые руды с флюоритом (или баритом) сосредоточены в Ульканском прогибе.

Проявления бокситов контролируются закарстованными поверхностями доломитов голоустенской формации. Известны два горизонта. Нижний сложен каолинитами и каолинит-гидрослюдистыми аргиллитами с содержанием  $Al_2O_3$  7—29 %, кремнистый модуль 0,4—1,1, гиббсит в виде примеси. Верхний горизонт представлен пестроцветными каолиновыми аргиллитами с содержанием  $Al_2O_3$  12—31 %, кремневый модуль 0,4—1. Бокситы образуют тела до 0,5 м в западинах карста. МЗ не выделяются.

Туруханская и Патомская перикратонные СМЗ потенциально перспективны на железные руды. В Туруханской СМЗ сидериты мощностью 7—9 м с содержанием железа 20—22 % приурочены к верхам сухотунгусской кремнисто-доломитовой формации. В Патомской СМЗ вкрапленное оруденение (гематит и магнетит) связано с торбинской конгломерато-песчаниковой формацией.

В Туруханской СМЗ в базальной стрельногорской кварцево-песчаниково-алевролитовой формации обнаружены пиропы, близкие к кимберлитовым, что указывает на возможность обнаружения древнейших кимберлитов, разрушающихся в смежных филократонах.

Игарская рифтогенная СМЗ содержит Чернореченскую МЗ, потенциально перспективную на марганец, свинец, цинк и серебро, контролируемую одноименной карбонатно-терригенной формацией с аномальным содержанием марганца (в 3—7 раз выше кларка для осадочных пород), меди и свинца (в 2—4 раза), цинка и серебра. В экзоконтакте с интрузиями альбитизированных габброидов содержание цинка до 1 %.

Тунгусско-Котуйская хагакратонная СМЗ включает Усть-Ильинскую (Котуйскую) и Верхнеюсмастакскую МЗ, потенциально перспективные на свинцово-цинковые руды, в пределах которых выявлены многочисленные проявления свинца и цинка [Геологическое..., 1987].

Учурская рифтогенная СМЗ, потенциально перспективная на осадочные железные руды, приуроченные к гонамской аркозовой конгломерато-алеврито-песчаниковой и эннинской глинисто-песчаниковой аркозовой конгломерато-алеврито-песчаниковой формациям, с линзами и прослоями лимонит-гематитовых руд с содержанием железа от 28 до 48 %, аналогичных Юдомо-Майской СМЗ Сетте-Дабана.

В Уджинской рифтогенной СМЗ выделяются Томторская марганцевоносная и Уджинская потенциально алмазоносная МЗ. Томторская марганцевоносная МЗ контролируется унгуохтахской глинистой формацией. По данным Э. Н. Эрлиха, среди карбонатно-глинистых пород выявлены линзы (0,3—0,4 м) с содержанием окиси марганца до 15,22 %. Уджинская потенциально алмазоносная МЗ выделяется на бортах одноименного рифта на основании находок пиропов, обнаруженных А. Е. Клейзером в бассейне р. Уджа, в базальных слоях томторской глауконито-песчаниковой формации следующего ранневендского этапа.

Анабаро-Тунусская, Алданская, Гимптонская и Омнинская филократонные СМЗ охватывали центральную и восточную части СП общей площадью около 2 млн км<sup>2</sup>. Изучены они слабо. О корообразовании в них можно судить по продуктам их перетотложения в базальных формациях Среднесибирского перикратонно-рифтогенного металлогенического пояса и Тунгусско-Котуйской хагакратонной СМЗ.

Ранневендский металлогенический этап. На этапе выделяются Прибайкало-Енисейский приорогенный меденосный пояс, Лено-Анабарская хатакратонная СМЗ, потенциально перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды, Уджинская и Хараулахская рифтогенные СМЗ, предположительно алмазоносные, Байкало-Туруханская и Алданская филократонные апатитово-флогопитовоносные, платиноносные, платиноидно-меде-никеленозные и меденосные СМЗ (рис. 65).



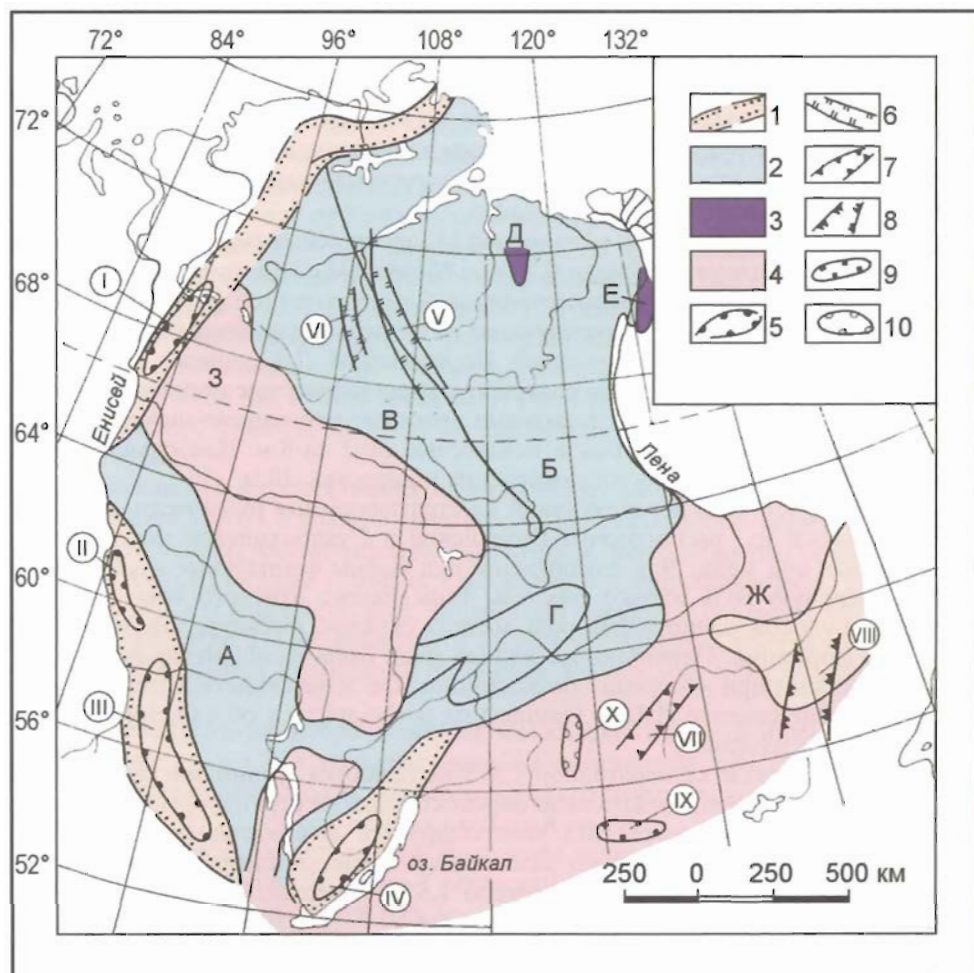


Рис. 65. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Ранневендский этап (сост. Н. С. Малич, Е. В. Туганова).

1 — приорогенные СМЗ: Прибайкало-Енисейский меденосный пояс (с МЗ I—IV); 2 — хатакратонные СМЗ: А — Чадобецкая терригенная сероцветная, Б — Лено-Анабарская карбонатно-терригенная и карбонатная, В — Старореченская карбонатно-терригенная сульфатноносная, Г — Нюйская карбонатная и карбонатно-терригенная пестроцветная; 3 — рифтогенные СМЗ: Д — Уджинская карбонатная и карбонатно-терригенная пестроцветная, Е — Хараулахская терригенно-карбонатная и карбонатная с трахибазальтами; 4 — филократонные СМЗ: Ж — Алданская, З — Байкало-Туруханская; 5 — МЗ меденосные и потенциально меденосные стратиформные (I — Сухарихинская, II — Вороговская, III — Ангаро-Канская, IV — Ушаковская); 6 — предположительно перспективные на стратиформные свинцово-цинковые руды (V — Верхнестарореченская, VI — Хининдинская); 7 — потенциально перспективная на апатитовые руды и флогопит (VII — Центрально-Алданская); 8 — платиноносная (VIII — Учуро-Майская); 9 — перспективная на сульфидно-никелевые руды (IX — Ольдойско-Зейская); 10 — перспективная на медные руды (X — Чинейская).

В пределах приорогенного Прибайкало-Енисейского меденосного пояса выделяются Ангаро-Канская, Вороговская, Ушаковская и Сухарихинская МЗ.

В Ангаро-Канской потенциально меденосной МЗ на Куришском проявлении меденосные горизонты мощностью от 0,5 до 4,5 м (при содержании меди до 1 %) контролируются монаковской формацией. В Присяянье рудоносный горизонт (меди — до 1 %) приурочен к оселковой алевролитово-конгломератово-песчаниковой формации. Стратиформные руды меди представлены халькозином, борнитом, реже ковеллином, малахитом и азуритом. Рудоносные горизонты характеризуются большой выдержанностью на значительных площадях.

В Ушаковской потенциально меденосной МЗ рудоносные горизонты мощностью от 0,3 до 1,5 м при содержании меди 0,2—0,6 % связаны с одноименной красноцветной алевролитово-конгломератово-песчаниковой пестроцветной формацией.

Вороговская потенциально перспективная на медные и марганцевые руды МЗ связана с карбонатно-кремнистой формацией. По данным М. Л. Кавицкого, А. К. Мкртычяна, А. А. Стороженко и др., зона содержит марганцевоносные песчаники, аргиллиты и алевролиты с кусковато-желваковыми манганит-псиломелан-пирролизитовыми рудами, образующими два-три пласта мощностью от 2 до 8 м. Наибольшие концентрации марганца установлены в зоне окисления мощностью 10 м.

В Сухарихинской МЗ, перспективной на стратиформные руды меди, по данным В. Ф. Ржевского и др., расположены Гравийское и Сухарихинское месторождения стратиформных руд меди. Для локализации руд важны фациальные и структурные факторы. Ведущую роль играют разломы Енисейского краевого шва — надвига. Значительна рудоконтролирующая роль мелких складок, флексур, зон дробления и рудоносных формаций. Первично-рассеянная медь была сконцентрирована растворами, подогретыми при внедрении базальтоидов. Об этом свидетельствуют борнит-халькозиновое оруденение (Шлир Одинца) на р. Сухариха и обогащение медистых песчаников вдоль разломов.

В Лено-Анабарской хатакратонной СМЗ выделяются Хининдинская и Верхнестарореченская МЗ, предположительно перспективные на стратиформные свинцово-цинковые руды. Хининдинская МЗ контролируется водорослевыми доломитами. Оруденение представлено согласно залегающей с вмещающими породами линзовидной залежью галенита мощностью около 1,5 м. Содержание галенита достигает 20 % от объема породы, размер отдельных гнезд — 7—10 см. По изотопному составу свинца в галените возрастной диапазон оруденения 460—560 млн лет, что отвечает времени формирования рудоносной формации.

В Верхнестарореченской МЗ известны многочисленные проявления галенита и сфалерита в виде вкрапленности в доломитах верхнестарореченской битуминозной глинисто-карбонатной формации. МЗ потенциально перспективна на стратиформные свинцово-цинковые руды.

На северо-востоке Лено-Анабарской СМЗ известны проявления исландского шпата и флюорита. По данным В. Н. Леонова и Н. Г. Гогиной, исландский шпат приурочен к гидротермальным кальцитовым жилам (до 10 м). В породах хатыспытской свиты и в базальтах присутствуют выделения флюорита с кварцем.

В Уджинской рифтогенной СМЗ проявления пиропов контролируются базальной глинисто-песчаниково-конгломератовой формацией. Источником сноса последних явились коры выветривания на рифейском субстрате, видимо, содержащем кимберлитовые трубки.

На Алданской филократонной СМЗ выделяются МЗ: Центрально-Алданская, потенциально перспективная на апатитовые руды и флогопит, Учуро-Майская платиноносная, Ольдойско-Зейская, перспективная на сульфитные медно-никелевые руды и Чинейская, перспективная на эндогенные медные руды.



В Центрально-Алданской МЗ проявления апатитовых руд, флогопита, титаномагнетита и других полезных ископаемых связаны с ийолит-карбонатитовой формацией (массивы Арбарастах и др.).

В платиноносной Учуро-Майской МЗ месторождения россыпных МПГ приурочены к массивам Кондер, Инагли, Чад и др. и ассоциируют с клинопироксенит-дунитовой формацией [К. Н. Малич, 1991]. Зона контролируется субмеридиональными разломами. Серия массивов ультраосновного состава предполагается (по геофизическим данным) на глубине вдоль зоны разломов меридионального простирания к северу от Кондерского массива.

В Ольдойско-Зейской МЗ, перспективной на сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды, проявления которых в верховьях р. Зей (массивы Луча, Ильдеус) и в верховьях р. Большой Ольдой (массив Лукинда) контролируются перидотит-пироксенит-норитовой формацией, слагающей вышеуказанные массивы. Медно-никелевое с платиноидами оруденение развито в виде сингенетической вкрапленности (никеля 0,18—0,50 %), в виде гнездового (никеля до 1,6, меди до 1,1 %) прожилково-вкрапленного (никеля 0,2—0,4 %) оруденения (С. А. Шека), а также образует россыпи МПГ.

Чинейская МЗ, перспективная на эндогенные медные и другие руды, расположена в районе хребта Удокан и связана с Чинейским габбро-норитовым массивом. Руды представлены халькопиритом, пиротином, пентландитом, борнитом, халькозином, азурином, медной зеленью. Сплошные и вкрапленные руды образуют зону шириной до 2,5 м в эндоконтакте Чинейского массива и содержат меди от десятых долей процента до 2,4 %, кобальта и никеля до 0,02 %. Субстратом МЗ и источником меди является нижнепротерозойская Удоканская МЗ стратиформных медных руд.

**Поздневендско-раннеордовикский металлогенический цикл.** В течение цикла формировались СМЗ поздневендско-среднекембрийского (включая амгинский ярус) и среднекембрийско-(от майского яруса)-раннеордовикского МЭ.

**Поздневендско-среднекембрийский металлогенический этап.** Этап характеризуется единой Восточно-Сибирской хатакратонной провинцией, включающей солеродный Лено-Тунгусский бассейн (СМО), Алдано-Анабаро-Рыбинскую фосфатоносную и Юдомо-Оленекскую горючесланцевую хатакратонные СМЗ. Лено-Тунгусская СМЗ представляла собой огромную солеродную лагуну—море, в котором накапливались терригенно-карбонатные и в большом объеме соленосные формации. Алдано-Анабаро-Рыбинская СМЗ являлась плоским мелководным барьером, в пределах которого формировались формации с подводными размывами и развитием рифов, что способствовало выпадению фосфора. Барьер отделял Лено-Тунгусскую СМЗ от Юдомо-Оленекской СМЗ, отличающейся глубоководными формациями открытого моря, среди которых преобладали известняковые доманикоидного типа (горючесланцевые). На этапе существовали благоприятные условия для накопления калийных и каменных солей, углеродистых аргиллитов, стратиформных свинцово-цинковых руд и фосфоритов, связанных соответственно с регрессивной, инундационной и трансгрессивной стадиями развития этапа. В Алдано-Анабаро-Рыбинской СМЗ выделяется небольшая Рыбинская (на северо-западе СП) и протяженная Алдано-Анабарская (на востоке) МЗ, потенциально перспективные на фосфориты. В Юдомо-Оленекской СМЗ выделяется Оленекский углеродистый бассейн и Оленекско-Алданская МЗ, предположительно перспективная на фосфор и полиметаллы. На севере СП выделяется Киндинская МЗ, предположительно перспективная на свинец и цинк. На Таймыре формировалась флишеидная Мининско-Большевицкая и авлакогенная Шренк-Фаддеевская потенциально золотоносные СМЗ (рис. 66).

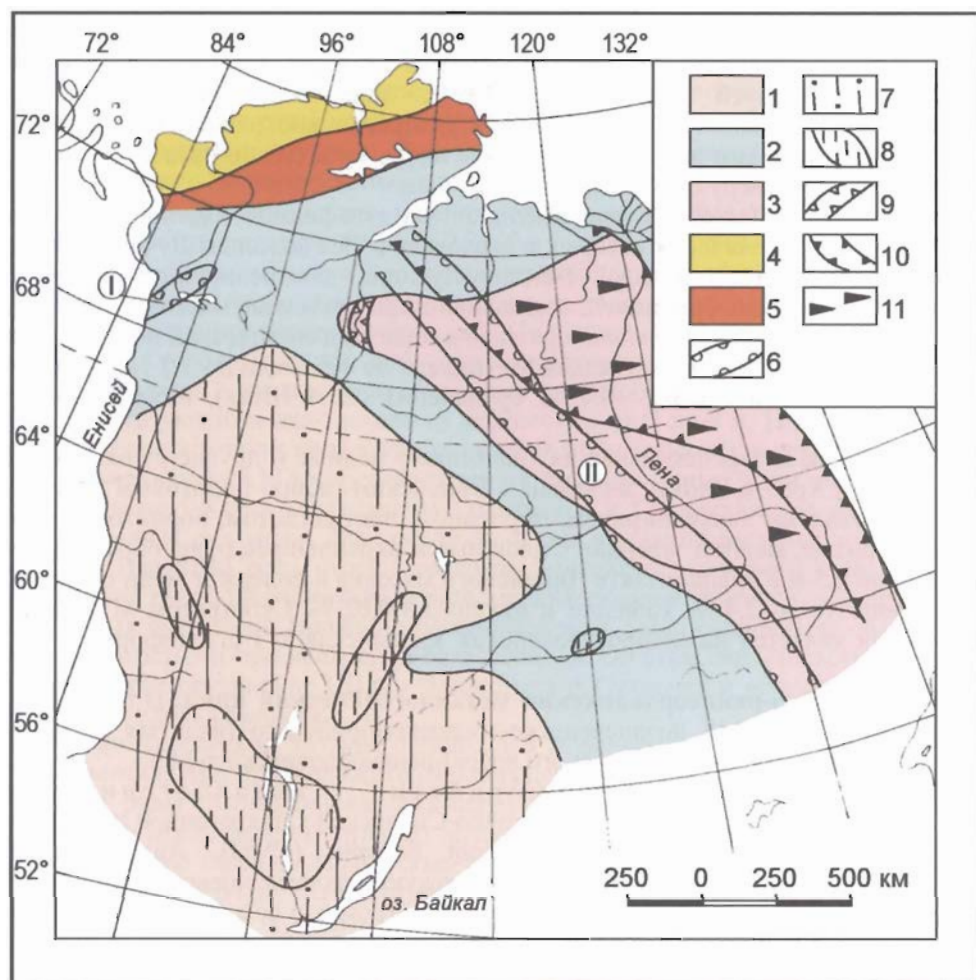


Рис. 66. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Поздневендско-среднекембрийский этап (сост. Н. С. Малич).

1—3 — СМЗ Восточно-Сибирской хатакратонной области: 1 — Лено-Тунгусская солеродная, 2 — Алдано-Анабарско-Рыбинская фосфатоносная, 3 — Юдомо-Оленекская горючесланцевая; 4—5 — СМЗ Таймырской авлакогенной области: 4 — Мининско-Большевистская потенциально золотоносная, 5 — Шренк-Фаддеевская потенциально золотоносная; 6 — МЗ потенциально перспективные на фосфориты: Рыбинская (I), Алдано-Анабарская (II); 7 — зоны предполагаемой галитоносности; 8 — зоны калиеносные и предполагаемой калиеносности; 9 — Киндинская МЗ, потенциально перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды; 10 — Оленекско-Алданская МЗ, предположительно перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды; 11 — Оленекский углеродистый бассейн.

Лено-Тунгусский солеродный бассейн (СМО) охватывает центральную и южную части платформы площадью около 1,5 млн км<sup>2</sup>, мощностью до 2500 м. Суммарная мощность отложений каменной соли до 2000 м. Выделяются группирующиеся в три основных цикла соленакопления: усольский с соленосными отложениями иркутского и усольского горизонтов; бельский, охватывающий соленосные отложения толбачанского горизонта; ангарский, включающий соленосные отложения чарского и наннинского горизонтов нижнего кембрия и среднего кембрия амгинского яруса. Разведанные запасы поваренной соли на юге Лено-Тунгусского бассейна составляют около 8 млрд т по категории С<sub>2</sub>. Из известных месторождений эксплуатируются путем подземного выщелачивания Пеледуйское, Усть-Кутское, Усольское и Троицкое. Содержание NaCl в них составляет 97,3—99,8 %. Общие прогнозные ресурсы каменной соли оцениваются в сотни триллионов тонн.

Рыбнинская потенциально перспективная на фосфориты МЗ контролируется пестроцветной мергелево-доломитово-известняковой формацией (гремякинская свита). В сводовой части валообразного поднятия в слое черного фосфоритового известняка мощностью 2—2,3 м содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> достигает 17,4 %.

Алдано-Анабарская потенциально перспективная фосфатоносная МЗ контролируется пестроцветной свитой позднего венда и иниканской свитой нижнего кембрия (на юге), песчаниково-глинисто-известняково-доломитовой формацией (манькайская свита) на севере, пестроцветной глинисто-известняковой формацией (еркекетская и эмяксинская свиты) и битуминозно-кремнисто-карбонатной формацией (куонамская свита). Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в слое лидитов (0,3 м) 5,3 %, в песчаниках манькайской свиты — до 3,63 %, в аргиллитах (2 м) куонамской свиты — 4,56—6,0 %. Фосфатоносность Алдано-Анабарской и Рыбнинской фосфатоносных МЗ приурочена к мелководному барьеру, где формировалась в конседиментационных ловушках типа мульд, а также связана с газогидротермами палеорифтов вдоль подвизного Анабаро-Алданско-Рыбнинского барьера.

Оленекский углеродистый бассейн располагается в северной части Юдомо-Оленекской СМЗ и контролируется куонамской углеродисто-аргиллитовой (горючесланцевой) формацией, отвечающей ботомскому, тойонскому и части амгинского ярусов кембрия.

Киндинская МЗ, потенциально перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды, контролируется кремнисто-известняково-доломитовой формацией (киндинская свита). Благоприятными признаками являются — наличие органогенных доломитов, окремнение, зоны дробления, а также предполагаемая связь с долгоживущими разломами.

Оленекско-Алданская МЗ, предположительно перспективная на свинец и цинк, охватывает восточный склон Анабарского поднятия, значительную часть Суханской впадины и северо-восточный склон Приленской моноклизы. Аномальные содержания свинца и цинка во вкрапленном оруденении связаны с доломитами кембрия.

Среднекембрийско-раннеордовикский металлогенический этап. В течение этапа развивались Иркутско-Енисейская телеорогенная металлогеническая провинция, охватывающая Присянскую, Вельминскую и Ангарскую СМЗ, Лено-Тунгусская хатакратонная металлогеническая провинция, включающая Мархинскую, Суханскую, Котуйскую и Ботуобинскую СМЗ, Хантайская, Тарейско-Фадьюкудинская, Пясино-Ленинградская авлакогенные СМЗ, а также Алданская и Катангская филократонные СФО корообразования (рис. 67). На регрессивной стадии выделяются средне-позднекембрийская эпоха образования медистых песчаников и позднекембрийско-раннеордовикская эпоха формирования стратиформного свинцово-цинкового оруденения.

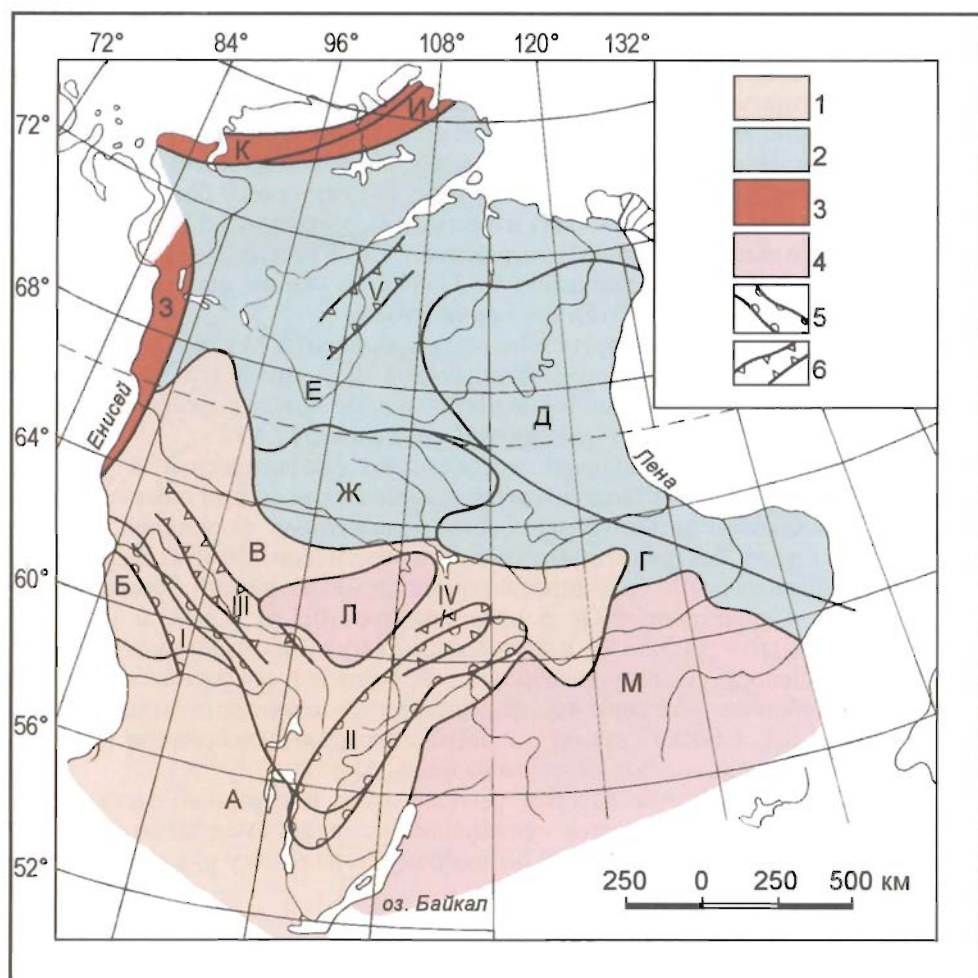


Рис. 67. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Среднекембрийско-раннеордовикский этап. Меденосная эпоха (сост. Н. С. Малич).

1 — структурно-металлогенические зоны Иркутско-Енисейской телеорогенной металлогенической провинции: А — Присянская и Б — Вельминская терригенные красноцветные, В — Ангарская терригенная и карбонатно-терригенная красноцветная; 2 — структурно-металлогенические зоны Лено-Тунгусской хатократонной провинции: Г — Мархинская и Д — Суханская карбонатно-терригенные и карбонатные преимущественно известняковые, Е — Котуйская карбонатно-терригенная и карбонатная, преимущественно доломитовая, Ж — Ботубинская карбонатно-терригенная сульфатонесущая пестроцветная; 3 — авлакогенные структурно-металлогенические зоны: 3 — Хантайская, И — Тарейско-Фадьюкудинская терригенно-карбонатные и карбонатные, преимущественно известняковые, К — Пясино-Ленинградская углеродисто-глинистая; 4 — филократонные СФЗ: Л — Катангская корообразования, М — Алданская корообразования; 5 — металлогенические зоны: 5 — перспективные на стратиформные руды меди (I — Подкаменно-Тунгусская, II — Ленская), 6 — потенциально перспективные на стратиформные свинцово-цинковые руды (III — Чуньская, IV — Прибайкало-Березовская, V — Хининдинская).

В Иркутско-Енисейской телеорогенной металлогенической провинции, сменяя друг друга во времени и смещаясь в пространстве, развивалось несколько МЗ: Подкаменно-Тунгусская (Вельминско-Лебяжинская) и Ленская (Прибайкальская), перспективные на стратиформное медное оруденение, а также Чуньская и Прибайкало-Березовская, потенциально перспективные на стратиформное свинцово-цинковое оруденение. В Лено-Тунгусской хатакратонной МЗ выделяется Хинингинская МЗ, потенциально перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды.

Подкаменно-Тунгусская МЗ, перспективная на стратиформные руды меди, контролируется Вельминско-Лебяжинской впадиной вдоль восточной окраины Енисейского кряжа. Максимальные концентрации меди приурочены к конседиментационным мульдам наиболее стабильной области западного склона Катангского нижнепалеозойского поднятия и контролируются эвенкийской красноцветной алевритово-мергелевой формацией. Мощность меденосной формации колеблется от 300 до 600 м. Мощность меденосных горизонтов в бассейне р. Подкаменная Тунгуска от 0,3 до 10 м с содержанием в бедобинском горизонте (мощность 2,1 м) ковеллина, халькозина, халькопирита, борнита, куприта до 1 %, малахита и азурита до 0,5 % [Борзенко, Скляр, 1970]. Рудоконтролирующая Вельминская строматолитовая банка испытала восьмикратное перемещение [Мирошников и др., 1981]. Накопление меди тяготеет к конседиментационным депрессиям (лагунам) с восстановительной средой.

Ленская металлогеническая зона (МЗ), перспективная на стратиформные медные руды, приурочена к Прибайкальской, частично Среднеленской телеорогенным впадинам в зонах перехода по латерали терригенной красноцветной и терригенно-карбонатной красно- и пестроцветной формаций и к мантийным разломам, отделяющим впадины от горных сооружений. Медное оруденение контролируется верхоленской красноцветной алевритово-мергелевой формацией. На востоке Иркутского амфитеатра вдоль долины р. Лена основные концентрации меди связаны с верхним горизонтом формации (всего их четыре) мощностью от 0,3 до 2 м и локализуются в небольших мульдах в виде цепочки, вытянутой вдоль долины р. Лена. Мощность меденосных горизонтов до 5—6 м в осевых частях мульд. Концентрация сульфидного оруденения увеличивается от р. Лена в сторону складчатого обрамления платформы. По данным С. Г. Галабурда, перспективны мульдообразные структуры илгинского времени в бассейне р. Лена и в верховьях р. Нижняя Тунгуска.

Чуньская МЗ, предположительно перспективная на стратиформные руды свинца и цинка, контролируется полосами латерального перехода песчаниково-известняковых в песчаниково-доломитовые парагенерации, зоной влияния мантийного разлома (Байкитско-Бахтинский) и серией мульдообразных и валлообразных конседиментационных структур, расположенных на склоне Катангского палеоподнятия. Полиметаллическое оруденение в виде рассеянной вкрапленности, прожилков и линз галенита, сфалерита, целестина, барита контролируется нижнеордовикской глауконитово-песчаниково-карбонатной формацией, развитой в бассейне р. Чуны. Мощность оруденелого горизонта от 1 до 17 м.

Прибайкало-Березовская МЗ, потенциально перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды, приурочена к Ленской и Нюйско-Джербинской впадинам и мантийному разлому, заложившемуся вдоль складчато-надвиговых пластин Байкало-Патомского нагорья. Наиболее перспективные участки локализуются в мульдах, вытянутых в виде цепочки вдоль Ленской впадины и образовавшихся одновременно с ней. Свинцово-цинковое вкрапленное оруденение приурочено к низам (и



кровле) устькутской глауконитовой песчаниково-карбонатной формации. В Ньюско-Джербинской впадине мощность оруденелого горизонта до 3–7 м, среднее содержание свинца 1, цинка — до 0,3 %.

Киндинская МЗ, потенциально перспективная на аналогичные стратиформные свинцово-цинковые руды, выделяется в Котуйской карбонатно-терригенной и карбонатной, преимущественно доломитовой СМ зоне Лено-Тунгусской хатакратонной провинции.

**Среднеордовикско-раннекаменноугольный (раннее турне) металлогенический цикл.** Цикл состоит из трех МЭ: средне-позднеордовикского, силурийско-раннедевонского (лохковский век) и девонско-раннетурнейского.

Средне-позднеордовикский металлогенический этап. На этапе выделяются Лено-Тунгусская и Таймырская хатакратонные, Суринская телеорогенная и Алдано-Анабарская филократонная СМО. В пределах Лено-Тунгусской хатакратонной СМЗ располагаются Нижнекатангская (Подкаменно-Тунгусская) перспективная фосфоритоносная, Приленская перспективная и Котуйская, потенциально перспективная на фосфоритоносные и железоносные МЗ. В трансгрессивную эпоху накопления фосфоритов и осадочных железных руд формировался огромный хатакратонный полузамкнутый (открытый только к северо-западу) Лено-Тунгусский криволучский бассейн. Становление его произошло в результате ингрессии криволучского моря на пенепленизированную сушу и поступления в мелководный бассейн с окружающих его континентальных поднятий продуктов разрушения кор выветривания, накапливавшихся в прибрежной зоне. Максимальные концентрации фосфора контролируются сочленением конседиментационных валов и мульд (Малич, 1959).

В Подкаменно-Тунгусской МЗ гематит-лимонитовые руды образуют с фосфоритами и марганцевыми рудами триаду. Железные руды контролируются районами, прилегающими к внутриплатформенному Катангскому поднятию, в пределах которого размывались раннеордовикские коры выветривания и средне-верхнекембрийская красноцветная мергелево-доломитовая формация, содержащие значительное количество гематита и гетита. Фосфориты представлены зернисто-ракушечниковым, реже зернисто-гравелито-галечным типами и контролируются криволучской пестроцветной песчаниково-известняково-глинистой формацией среднего ордовика, мощность которой колеблется от нескольких до 30 м. Максимальные содержания  $P_2O_5$ , достигающие 30 %, и наибольшие мощности тяготеют к конседиментационным мульдам. В верхнем течении рек Нижняя Тунгуска и Лена (Приленская МЗ) зернисто-гравийные фосфориты приурочены к зонам сочленения положительных и отрицательных структур, формировавшихся в полосе опресненного мелководья (лингуловые отмели) вблизи источника сноса. В бассейне р. Котуй (Котуйская МЗ) фосфориты также приурочены к криволучкой пестроцветной песчаниково-известняково-глинистой формации и представлены желваковым типом и фосфоритовыми конгломератами, образующими маломощные слои (до 0,25 м) при содержании  $P_2O_5$  до 20 %.

Железные руды оолитового гематитового типа также приурочены к базальным горизонтам криволучкой пестроцветной песчаниково-известняково-глинистой формации и распространены в восточной части иркутского и моркокинского СФЯ в краевых частях бассейна. Руды ( $Fe_2O_3$  — 43–65 %) приурочены к отрицательным конседиментационным структурам в пределах Приленской впадины (Приленская МЗ). Расположена она на междуречье Нижняя Тунгуска—Лена и ориентирована в северо-восточном направлении. Здесь 17 прослоев лимонит-гематитовых руд общей мощностью 6 м (при содержании  $Fe_2O_3$  от 20 до 38 %) обладают запасами железа в миллиарды тонн. Наибольшие содержания руд сосредоточены в западинах дна бассейна.

Силурийско-раннедевонский (лохковский) металлогенический этап. Металлогеническое значение на этапе имеет только Лено-Тунгусская СМЗ, в пределах которой на инундационной стадии образовались свинцово-цинковые проявления (Кочумдекская потенциально перспективная МЗ), на регрессивной — солеродный Zubовский бассейн с Центрально-Тунгусской и Глубокоозерной соленосными МЗ.

В эпоху проявления свинцово-цинковых руд в карбонатных породах в условиях полного затопления СП формировался устойчивый морской бассейн, выходящий за западные, северные и северо-восточные границы платформы. Свинцово-цинковая минерализация приурочена к зонам разломов и к отдельным горизонтам карбонатных пород кочумдекской глинисто-известняковой формации силура.

В Кочумдекской потенциально перспективной МЗ свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах присутствует в виде вкрапленности и прожилков с мощностью пласта 1—3 м и содержанием свинца 0,2 и цинка 0,4—0,9 %.

В эпоху формирования солеродных бассейнов (ранний девон) шло резкое сокращение седиментации с обособлением лагун и накоплением зубовской (нимской) сульфатонесущей глинисто-доломитовой формации. Каменные соли, по данным Р. Г. Матухина и П. Н. Соколова [1976], представлены галитом с единичными микровключениями сильвина и контролируются Центрально-Тунгусской и Глубиноозерской впадинами (последняя в Норильском районе).

Девонско-раннекаменноугольный (турнейский) металлогенический этап. Металлогеническое значение в этот период имеют Иманджинская рифтогенная (фосфор, железо, марганец, каменная соль), Вилуйско-Патомская рифтогенная (каменная соль, магнетит, алмазы), Алданская, Анабарская и Ангарская филократонные (алмазы) и Уджинская рифтогенная (магнетит, апатит, нефелин, редкие металлы, редкие земли и др.) СМЗ. Северо-Тунгусская хатакратонная СФО, Таймырская авлакогенная СФО с Пясино-Ленинградской терригенно-черносланцевой, Ленивенско-Клюевской терригенно-карбонатной и карбонатной доломитовой и Тарейско-Фаддеевской терригенно-карбонатной сульфатонесущей СФЗ, Прибайкало-Енисейская телеорогенная СФО с Бахтинской, Канско-Тасеевской и Киренгско-Пеледуйской СФЗ пока металлогенического значения не имеют (рис. 68).

В Иманджинской рифтогенной СМЗ выделяются Курейская МЗ, потенциально перспективная на фосфориты и марганцевые осадочные руды, Нижнетунгусская (Приенисейская), Норильская и Хатангская соленосные МЗ.

В Курейской МЗ фосфориты и железомарганцевые осадочные руды контролируются разведочинской пестроцветной песчаниково-глинистой формацией (литологический контроль). Железомарганцевые руды представлены прослоями до 0,50 м и конкрециями сидеритов общей мощностью до 16 м. Марганец образует соединения родохрозита и олигонита, иногда пиролюзита, фосфоритонесущие горизонты — прослои костных брекчий панцирных рыб. Содержание  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$  и  $MnO$  меняется даже в пределах одного слоя. Максимальные концентрации пятиоксида фосфора (до 30 %), окислов железа (до 28 %) и марганца (до 16 %) приурочены к юго-западной части МЗ. Подмечено [Малич, 1975; Геологическое..., 1987] зональное распределение железомарганцевых руд и фосфоритов. Первые приурочены к палсберегам непленнизированной суши вдоль полосы мелководья эпиконтинентального морского палеобассейна, а вторые и третьи — к более глубоким частям бассейна (тектонический контроль). Поэтому в бассейнах рек Сухариха, Джалтул, Курейка, Северная располагаются наиболее перспективные площади на руды с высокими содержаниями железа, марганца и фосфоритов.

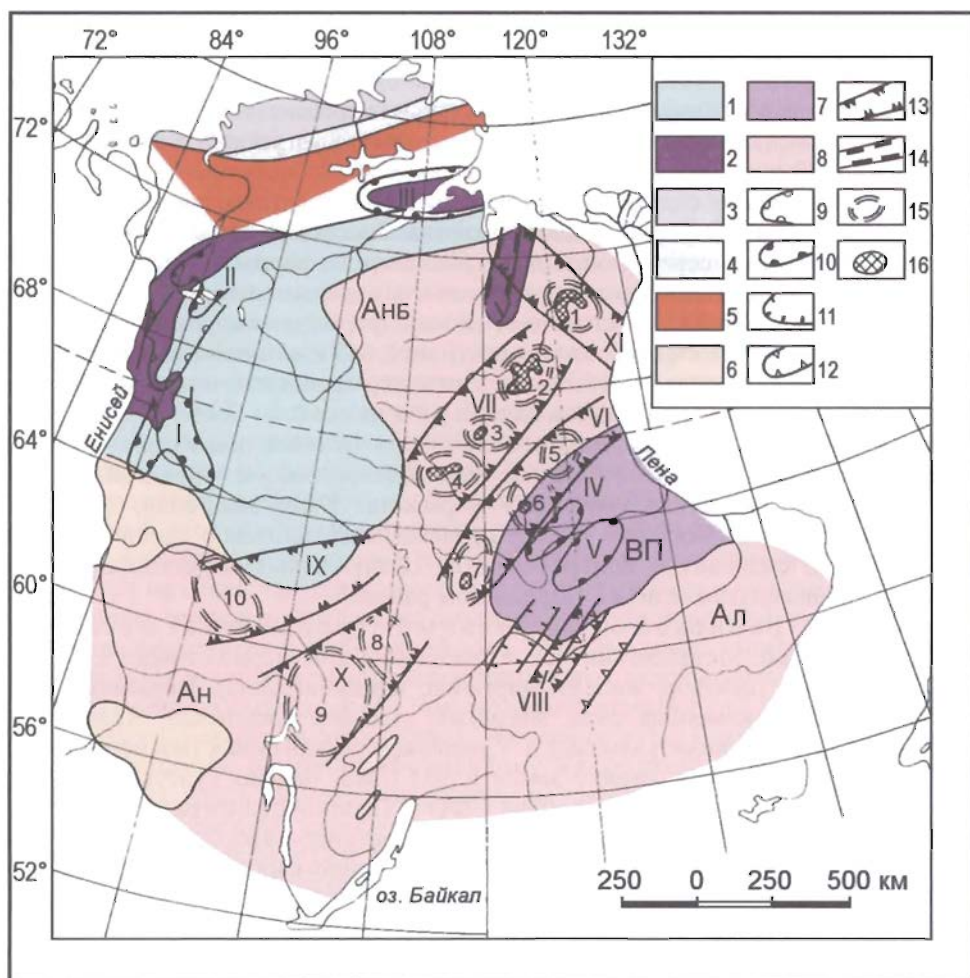


Рис. 68. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Девонско-карипетунгуский этап (сост. Н. С. Малич, Е. В. Туганова).

1 — Северо-Тунгусская хатакратная сульфатонесная СФО; 2 — Имангдинская рифтогенная терригенно-карбонатная сульфатонесная и соленосная СФО; 3—5 — Таймырская авлакогенная СФО: 3 — Пясино-Ленинградская терригенно-черносланцевая СФЗ, 4 — Ленинско-Клюевская терригенно-карбонатная и карбонатная, преимущественно доломитовая СФЗ, 5 — Тарейско-Фаддеевская терригенно-карбонатная сульфатонесная пестроцветная СФЗ; 6 — Прибайкало-Енисейская телеорогенная СФО, Бахтинская терригенная и карбонатно-терригенная красноцветная СФЗ; Канско-Тасеевская красноцветная терригенная СФЗ; Киренско-Пеледуйская красноцветная терригенная. Уджинская (У) и Вилуйско-Патомская (ВП) рифтогенные сульфатно-терригенные и карбонатно-вулканогенные СФО; 8 — Анабарская (Анб), Алданская (Ал) и Ангарская (Ан) филократонные СФО; 9—14 — металлогенические зоны: 9 — Курейская, перспективная на фосфориты и осадочные марганцевые руды, 10 — соленосные зоны (I — Приенисейская, II — Норильская, III — Хатангская, IV — Ыгыаттинская, V — Кемпендйская), 11 — Березовско-Нюйская, перспективная на магнетитовые руды, 12 — Чаро-Синская, перспективная на марганцевые и свинцово-цинковые руды, 13 — алмазоносные (VI — Вилуйско-Мархинская; VII — Далдыно-Мунская; VIII — Намаминская; IX — Нижнетунгусско-Катангская, X — Ангаро-Нижнетунгусская, XI — Анабаро-Оленекская), 14 — Томторская редкометаллическая и редкоземельная высокоперспективная; 15 — кимберлитовые алмазоносные районы: 1 — Кютюндинский, 2 — Среднеоленинский, 3 — Мунский, 4 — Далдыно-Алакитский, 5 — Тонгский, 6 — Среднемархинский, 7 — Мирнинский, 8 — Чоно-Ереминский, 9 — Ангаро-Непский, 10 — Тычанский; 16 — кимберлитовые формации.



В Норильской солеродной МЗ каменная соль связана с мантуровской соленосной (эйфельский век) и дудинской сульфатно-глинисто-доломитовой (фаменский век) формациями, контролирующимися Норильской, Вологочанской мульдами и восточным крылом Хантайско-Рыбнинского поднятия. Соль осаждалась в лагунах в обстановке аридных наземных равнин. Каменная соль, связанная с мантуровской формацией, образует пласты мощностью от 2 до 80 м, с дудинской формацией мощностью около 20 м (вскрыта скважинами на побережье озера Пясино). К югу (р. Курейка) бассейна формация выклинивается. Основное соленакопление погребено под верхнепалеозойскими и мезозойскими образованиями Енисей-Хатангского прогиба.

В Хатангской МЗ в Нордвикских куполах содержится 12 пластов чистых каменных солей общей мощностью около 300 м, в Нордвикском месторождении запасы каменной соли составляют около 1 млрд т. В прогибе, в низовьях р. Хета, по данным С. М. Кореневого, в сухом остатке рассола из соляного источника содержится и KCl (до 45,5 %), кроме NaCl (до 39,5 %).

В Нижнетунгусской потенциально перспективной соленосной МЗ (низовья р. Нижняя Тунгуска, междуречье Сухой Тунгуски и Фатьянихи) маломощные слои каменной соли приурочены к тынепской свите (эйфельский век).

Максимальные концентрации каменной соли в пределах Имангдинской СМЗ приурочены к наиболее прогнутым частям бассейна: Норильской, Имангдинской, Хатангской и Нижнетунгусской мульдам, которые в девоне были расположены вдали от активных областей сноса.

В Вилуйско-Патомской рифтогенной СМЗ выделяются Кемпендйская и Ыгыттинская соленосные МЗ (регрессивная стадия), Березовско-Нюйская, предположительно перспективная на магнетитовые руды МЗ. На плечах Вилуйско-Патомской рифтогенной СМЗ, Ангарской и Анабарской филократонных СМЗ располагаются Вилуйско-Мархинская и Далдыно-Мунская высокоперспективные алмазонасные МЗ, а также Вилуйско-Котуйская МЗ, предположительно перспективная на алмазы (по южной окраине Анабарской филократонной СМЗ). На границе Вилуйско-Патомского рифта и Алданского филократона Наманинская, предположительно алмазонасная и Чаро-Синская МЗ потенциально железонасная и свинцово-цинковоносная.

В Кемпендйской соленосной МЗ каменная соль связана с кыгылтууской туфогенно-галогенной формацией (730 м) и контролируется одноименной впадиной. Соль содержится в виде пластов от 5 до 80 м, слагающая 50 % формации.

Березовско-Нюйская МЗ, предположительно перспективная на магнетитовые руды, приурочена к южной части Вилуйско-Патомского рифта и контролируется серией мантийных разломов северо-восточного простирания. В зоне известны гидротермальные проявления магнетита (Усть-Бирюкское, Дабанское, Олекминское и др.), расположенные в среднем течении р. Лена [Масайтис и др., 1975]. Ввиду малых размеров проявлений (с запасами до 50 млн т) зона не представляет промышленного интереса.

Чаро-Синская МЗ, потенциально магнетитонасная и свинцово-цинковоносная, контролируется серией кулисообразно расположенных разломов северо-восточного направления вдоль западного борта Алданского филократона на границе его с Вилуйско-Патомским рифтом. В зоне известны небольшие проявления гидротермальных железных руд, свинца и цинка.

Вилуйско-Мархинская и Далдыно-Мунская высокоперспективные алмазонасные МЗ расположены вдоль восточного борта Ангарского и Анабарского филократонов на плечах Вилуйско-Патомского рифта и контролируются серией северо-

восточных среднепалеозойских разломов. Аналогичное структурное положение занимает и Наманинская предположительно алмазоносная зона, расположенная вдоль западного борта Алданского филократона. Алмазоносные кимберлиты сформировались в эмерсивную стадию среднепалеозойского этапа при интенсивных контрастных движениях вдоль рифта. Большая часть алмазоносных кимберлитов относится к кимберлитам с маложелезистой и слабощелочной связующей массой, в отличие от кимберлитов и подобных им пород мезозойского этапа с железистым и щелочным составом связующей массы. Магма, давшая кимберлиты среднего палеозоя, поднималась с больших глубин мантии, чем магма слабоалмазоносных и неалмазоносных кимберлитов мезозойского этапа Лено-Оленекской и Анабарской МЗ. Кимберлиты в пределах Вилуйско-Мархинской и Далдыно-Мунской зон располагаются на пересечении разломов субмеридионального, северо-восточного (Далдыно-Мунская) и северо-западного (Иреляхская) простирания. Далдыно-Мунская зона разломов протягивается от верховьев р. Моркока до верховьев р. Муна и вмещает Среднеоленинский, Далдыно-Алаkitский и Мунский кимберлитовые районы. Вилуйско-Мархинская МЗ протягивается вдоль северо-западного борта Вилуйско-Патомского рифта и содержит Тюнгский, Среднемархинский и Мирнинский кимберлитово-алмазоносные районы. В пределах этих районов расположены наиболее крупные месторождения алмазов (Мир, Интернациональное, Юбилейное, Удачное и др.). На продолжении указанных зон к юго-западу выделяются Нижнетунгусско-Катангская и Ангара-Нижнетунгусская предположительно алмазоносные МЗ. На северо-востоке платформы в низовьях р. Оленек намечаются Анабаро-Оленекская потенциально алмазоносная МЗ. В Нижнетунгусско-Катангской МЗ выделяются Тычанский алмазоносный район, содержащий трубки Харбыч и Тайга, тычанский, бедошминский и тарыдакский раннекаменноугольные коллекторы алмазов. Ангара-Нижнетунгусская МЗ содержит Чоно-Ереминский и Ангара-Непский алмазоносные районы. В первом развите нижне- и среднетушамский алмазоносные коллекторы, во втором — тушамский коллектор с повышенной концентрацией пиропов и находками алмазов. Анабаро-Оленекская МЗ содержит Кютюнгдинский алмазоносный район с тремя кимберлитовыми полями среднепалеозойского возраста (Мерчимдемское, Толуопское, Куойское).

Большое значение для распределения алмазоносных кимберлитов имеет глубинная структура. По сейсмическим данным [Рифтогенез..., 1989], алмазоносные кимберлиты располагаются над блоками литосферы, имеющей специфическое глубинное строение, характерное для палеорифтов: двухслойную фемическую консолидированную кору с повышенной (в 2—3 раза) мощностью базальтового слоя против гранитного; уменьшенную мощность консолидированной коры по сравнению со среднестатистической; наличие промежуточного слоя (коро-мантийной смеси) между корой и мантией с сейсмической скоростью  $V_p = 7,3—7,7$  км/с; наличие системы горсто-грабеновых структур в фундаменте в пределах раздвига (трога), а также повышенный тепловой поток Земли. Для проявления кимберлитов благоприятны палеоструктуры девонского этапа: приуроченность к пересечению глубинных разломов с поперечными: локализация в пределах куполо- или кальдерообразных структур размером 1—3 км в поперечнике с проявлением наложенной минерализации. Кроме того, на присутствие алмазоносных кимберлитов могут указывать геофизические (аэромагнитные) аномалии и фотоаномалии трубчатого типа, а также ореолы алмазов и их спутников хорошей сохранности, совмещенных с геохимическими ореолами хрома, никеля, кобальта, титана, ванадия и других элементов.

В пределах Уджинской рифтогенной СМЗ выделяется Томторская МЗ, высокоперспективная на апатитовые, флогопит-магнетитовые, нефелиновые, редкометалльные и редкоземельные руды (эмерсивная стадия). Апатит-магнетитовые руды связаны с ийолит-карбонатитовой формацией (массивы Томтор и Бордо размером до 350 км<sup>2</sup>), контролирующей субширотными разломами, опережающими крупный субмеридиональный мантийный разлом на сводовой части Уджинского поднятия. В массиве Томтор в брекчиях кальцитовых карбонатитов заключены богатые апатитовые руды с содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 14,6 %, прогнозные ресурсы которых составляют до глубины 100 м около 80 млн т, а до глубины 500 м — 400 млн т. С этими же массивами связаны эндогенные флогопит-магнетитовые и апатитовые карбонатитовые руды и экзогенное вермикулитовое и франколит-карбонатитовое оруденение. В коре выветривания массива Томтор концентрируются каолининовые руды, образующиеся на нефелиновых и щелочных сиенитах и ийолит-уртитах. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них от следов до 96,5 %. Мощность коры выветривания достигает 50—200 м. На ниобий и редкие земли представляют интерес переотложенные коры выветривания, содержащие до 5 % оксида ниобия, 10 % редких земель и 0,6 % иттрия [Орлов, 1994].

**Раннекаменноугольно-триасовый металлогенический цикл.** Цикл состоит из трех МЭ — турнейского, визе-пермского и триасового. С первым этапом связана аккумуляция алмазонасных россыпей, проявления цеолитов и бокситов, второй этап характеризуется образованием сидеритов и в огромных масштабах — углей. На Карском свode в это время завершали формирование полихронные и полигенные проявления золота.

К третьему этапу приурочена металлогеническая эпоха проявления сульфидной платиноидно-медно-никелевой, МПГ, магнетитовой, апатитовой, нефелиновой, флогопитовой, хризолитовой, редкометалльной и редкоземельной, цеолитово-медной, исландского шпата, барит-целесгиновой, графитовой рудных формаций.

**Раннекаменноугольный металлогенический этап.** В течение этапа развивались Брусская и Тушамско-Фатьяниховская хэтакратонные, Фокинская и Быррангская авлакогенные, Кютюнгдинская, Вилуйско-Патомская рифтогенные, Северотаймырско-Челюскинская сводово-плутоническая, Канско-Тасеевская телорогенная и Анабаро-Енисейская и Алданская филократонные СМЗ. Выделяются Ангарско-Вилуйская и Анабарско-Оленекская МЗ, потенциально перспективные на россыпи алмазов в связи с обнаружением пиропоносных и алмазонасных уровней (позднетурнейский и визейский). Распространение коллекторов контролируется Ангаро-Вилуйским внутриплатформенным прогибом и Кютюнгдинским грабеном. Алмазонасные россыпи известны в бассейне р. Тыгана (шушукский коллектор), а в Кютюнгдинском грабене в базальной песчаниково-алевролитовой формации имеются находки пиропов (р. Нюча-Юреге).

Ангарско-Вилуйская МЗ расположена над девонской рифтогенной системой, что позволяет предполагать наличие алмазонасных кимберлитов в основании зоны. Анабарско-Оленекская МЗ контролируется вышеупомянутым базальным коллектором и разломами, связанными с заложением Кютюнгдинского грабена-рифта.

В пределах Канско-Тасеевской и Вилуйско-Патомской СМЗ выделяются соответственно Казачинская и Кемпендяйская цеолитонасные МЗ, контролирующиеся Казачинской и Кемпендяйской впадинами.

Казачинская МЗ содержит Камалинское месторождение бентонитов, приуроченное к красногорьевской песчаниково-глинистой формации визейского яруса. По геологическим (повышенное содержание цеолита) и горно-техническим условиям (обнажены на поверхности) перспективны три площади — Уярско-Камалинская, Белогорско-Нойская и Новомихайловская.

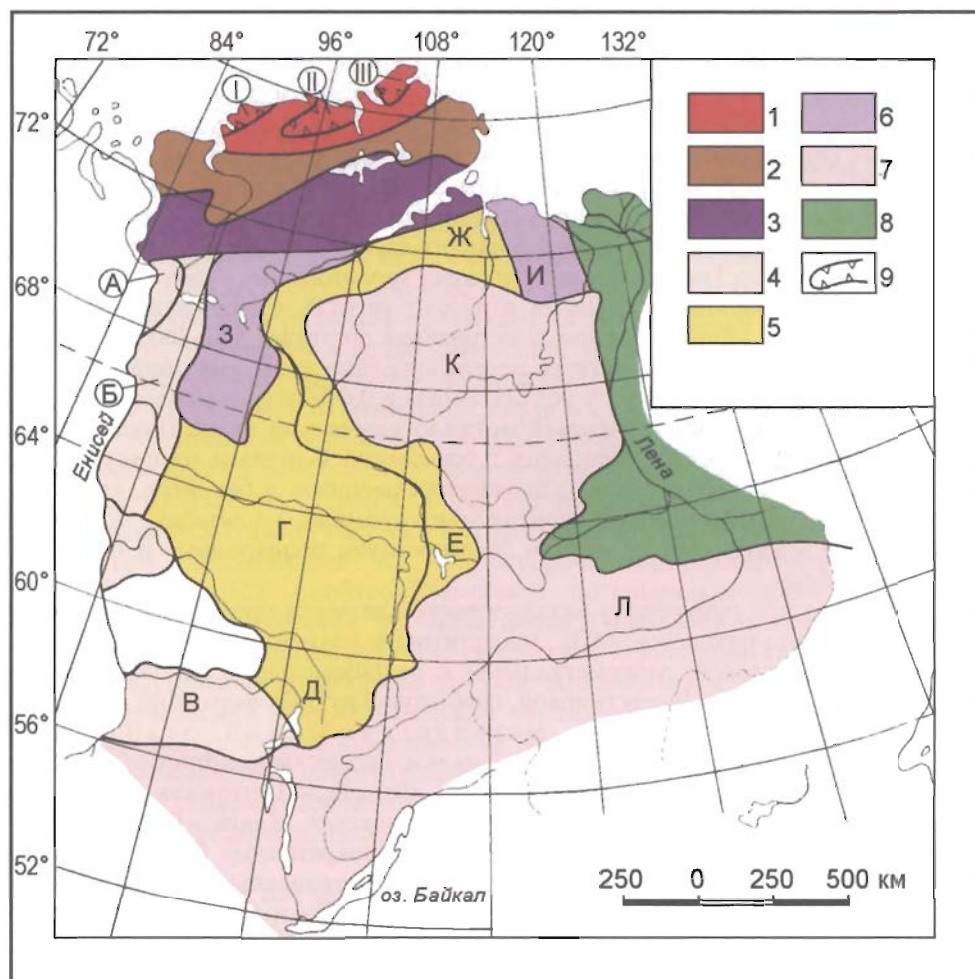


Рис. 69. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Среднекаменноугольно-пермский этап (сост. Н. С. Малич).

1 — Прибрежно-Карская сводово-плутоническая молибденово-золотоносная СМЗ; 2 — Таймырский угленосный приорогенный бассейн; 3 — Енисей-Хатангская рифтогенная терригенная СМЗ; 4 — приорогенные угленосные: А — Кайерканская, Б — Западно-Тунгусская, В — Ангаро-Мурская; 5, 6 — СМЗ Тунгусского угленосного бассейна: 5 — телеорогенные угленосные (Г — Нижнетунгусская, Д — Катангская, Е — Западно-Вилуйская, Ж — Ханарско-Попигайская), 6 — телеорогенные терригенные (З — Северо-Тунгусская, И — Буур-Оленекская); 7 — филократонные СМЗ (К — Анабарская, Л — Ангаро-Алданская); 8 — Вилуйский перикратонный угленосный бассейн; 9 — Металлогенические зоны вольфрам-меди-молибденово-золотоносные (I — Мининская, II — Коломейцевско-Чукчинская, III — Челюскинская).

Кемпендйскую МЗ характеризуют три месторождения цеолитов (Хончуруу, Улахан-Уоттахское и Соросское) с прогнозными запасами 70 млн т. Месторождения представлены клиноптилолитизированными и анальцитизированными туфами, связанными с курунгурахской туффиито-песчаниковой формацией.

Кроме того, в течение этапа развивались коры выветривания в пределах филократонов. Они известны на Горном Таймыре и СП (Г. Н. Черкасов, К. Е. Колодезников и др.).

Среднекаменноугольно-пермский металлогенический этап. В течение этапа образовались два угленосных бассейна — Тунгусский и Таймырский, а также продолжали развиваться Ангаро-Алданская, Анабарская филократонные и сводовоплутоническая Прибрежно-Карская СМЗ. Кроме того, на этапе развивались погребенные Енисей-Хатангская рифтогенная СМЗ и Вилюйский угленосный бассейн (рис. 69).

В Тунгусском бассейне выделяются Нижнетунгусская, Катангская и Западно-Вилюйская, Ханарско-Попигайская, Северо-Тунгусская телеорогенные, Кайерканская, Западно-Тунгусская, Ангаро-Мурская приорогенные угленосные СМЗ. В Кайерканской, Западно-Тунгусской и Ангаро-Мурской СМЗ (Приенисейская полоса) широко развиты каменноугольные формации. Наиболее крупные месторождения угля — Кайерканское, Далдыканское, Имангдинское, Кокуйское.

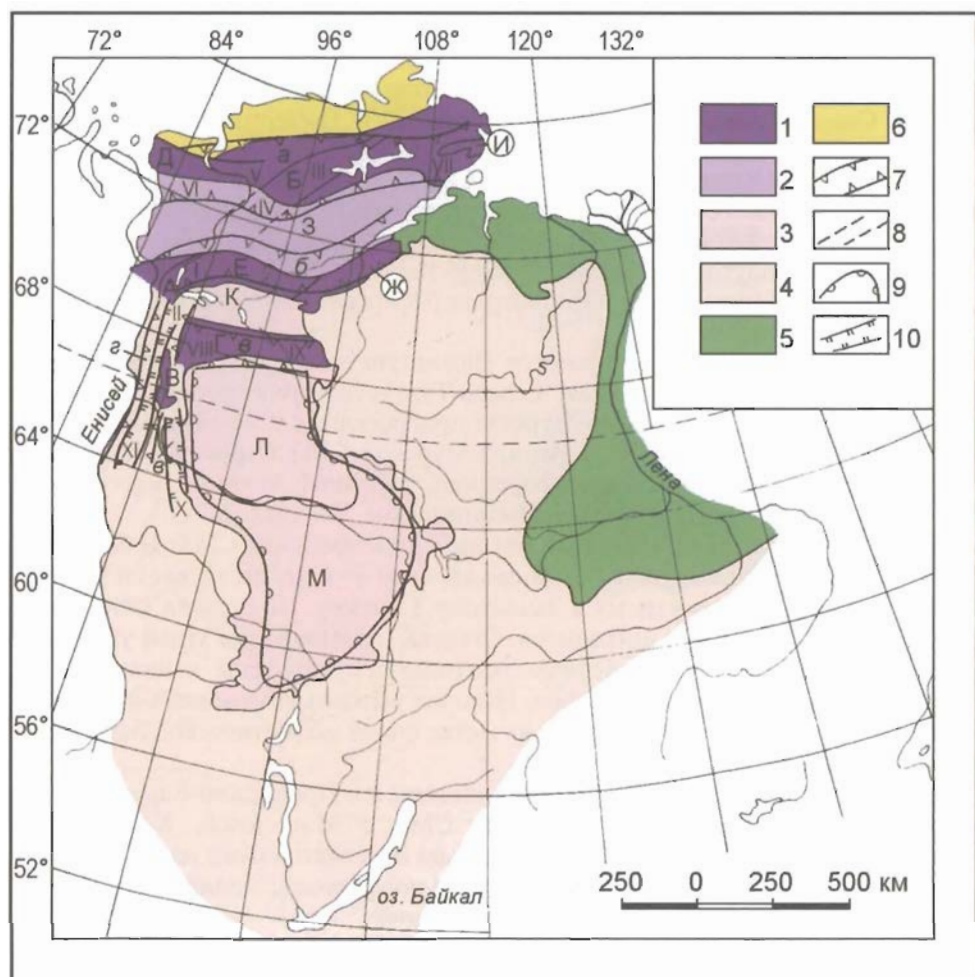
Таймырский угленосный бассейн связан с одноименной СМЗ. В бассейне известно более 75 месторождений (наиболее крупное — Сырадасайское) и углепроявлений, в основном приуроченных к Западному Таймыру. По степени метаморфизма развиты угли от газовых до антрацитов. Степень метаморфизма углей уменьшается в восточном и южном направлениях. Антрациты приурочены к нижнепермским формациям на северо-западе бассейна. Наличие высококачественных каменных углей выдвигают Таймырский бассейн в качестве новой энергетической базы, ресурсы которой оцениваются в 234 млрд т.

Вдоль северного побережья Таймыра выделяется Прибрежно-Карская сводовоплутоническая молибденово-золотоносная СМЗ с Мининской, Коломейцевско-Чукчинской и Челюскинской МЗ, потенциально перспективными на месторождения золотосодержащих вольфрам-медно-молибден-порфировой, молибденит-кварцевой, скарновой и золотосульфидно-кварцевой формаций.

Триасовый металлогенический этап. Распределение рудоносных и рудных формаций этапа контролируется СМЗ. Выделяются Норильская и Центрально-Таймырская рифтогенные мафит-ультрамафит-щелочномафитовые, Курейская рифтогенная мафит-ультрамафит-мафитовая, Дюпкунская и Западно-Таймырская рифтогенные щелочно-мафит-мафитовые, Восточно-Бырангская рифтогенная мафит-ультрамафит-мафитовая, Центрально-Тунгусская, Путоранская и Ванаварская филократонные мафитовые пирокластические, Большеавамская и Маймеча-Котуйская рифтогенные щелочно-ультрамафит-мафитовые СМЗ. Кроме того, развивались Анабаро-Енисейская филократонная СМЗ и не имеющие металлогенического значения Северо-Таймырская сводовоплутоническая и Приверхоянско-Таймырская перикратонные СМЗ. Никеленосные СМЗ образуют субширотные пояса — Таймырский, Предтаймырский и Дюпкунский — и один субмеридиональный Приенисейский пояс (рис. 70).

Норильская СМЗ, перспективная на сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения, контролируется одноименной СМЗ. В ее пределах выделяются Норильско-Хараелахская и Имангдинская МЗ, высокоперспективные на обнаружение платиноидно-медно-никелевого оруденения.





**Рис. 70. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Триасовый металлогенический этап (никель, медь, платина, графит, исландский шпат и др.) (сост. Н. С. Малич, Е. В. Туганова).**

1 — рифтогенные никеленосные и платиноносные СМЗ: А — Норильская мафит-ультрамафит-щелочномафитовая, Б — Центральнo-Таймырская мафит-ультрамафит-щелочномафитовая, В — Курейская мафит-ультрамафит-мафитовая, Г — Дюкунская щелочно-мафит-мафитовая, Д — Западно-Таймырская щелочно-мафит-мафитовая, Е — Большеавамская щелочно-ультрамафит-мафитовая, И — Восточно-Бырангская мафит-ультрамафит-мафитовая, Ж — Маймеч-Котуйская щелочно-ультрамафит-мафитовая; 2 — рифтогенная вулканогенно-терригенная СМЗ — Пясинская; 3 — рифтогенные базальтово-пирокластические СМЗ: К — Путоранская, Л — Центральнo-Тунгусская, М — Ванаварская; 4 — Анабарo-Енисейская филократонная СМЗ; 5 — Приверхояно-Таймырская перикратонная терригенная СМЗ; 6 — Северо-Таймырская сводово-плутоническая СМЗ. Металлогенические пояса и зоны: 7 — никеленосные пояса: а — Таймырский, б — Предтаймырский, в — Дюкунский, г — Приенисейский; меде-никелево-платиноидноносные металлогенические зоны: 1 — Норильско-Хараелахская, II — Имангдинская, III — Дикаробигайско-Левдинская, IV — Верхнетаймырская, V — Бинодинская, VI — Диксоновская, VII — Тулай-Кирыкатасская, VIII — Анамская, IX — Харпическая; 8 — погребенные МЗ; 9 — шпатоносная Центральнo-Тунгусская МЗ; 10 — графитоносные МЗ: X — Ногинская, XI — Курейско-Бахтинская,

Норильско-Хараелахская МЗ пространственно совпадает с Норильской, Вологодчанской, Хараелахской и Иконской мульдами, разделенными седловинами. Мощность осадочно-вулканогенных образований, слагающих мульды, достигает 4 км. Главными структурными региональными критериями для поисков медно-никелевых месторождений являются структуры растяжения (рифтогенные системы) на континентальной коре, к которым и относится блок земной коры Норильской СМЗ. Этот блок определяет размер никеленосной провинции в целом, с ним связаны масштабы рудообразования при выносе магматического и рудного вещества со значительных глубин мантии. К региональным критериям поисков также относятся глубинные мантийные разломы, определяющие направление МЗ. Наиболее важным в зоне является Норильско-Хараелахский протяженный до 500 км разлом, к которому приурочены промышленные крупные и уникальные медно-никелевые месторождения (Норильск I, Талнахское, Октябрьское). Разлом сопряжен с еще более крупными долгоживущими разломами Приенисейским и Енисейско-Котуйским, достигающими длины более 1000 км над древними палеорифтами. Норильско-Хараелахский разлом наследует главное направление докембрийских структур. Он расположен на сочленении узкого (60 км) протяженного (около 200 км) одноименного прогиба с Хантайско-Рыбнинским поднятием [Старицкий и др., 1960]. Значительный интерес как рудоконтролирующие могут представлять Богонидский, Фокинско-Тангарахский, Северо-Хараелахский и Микчандский разломы, а также их пересечения с менее крупными разломами. Локальные структуры контролируют рудные районы, узлы и месторождения. Располагаются они на пересечении разломов более высоких порядков, приуроченных к сочленению пликативных структур типа впадин, мульды и поперечных поднятий, а также к куполам, складкам, структурам проседания, где имеются зоны превышенной проницаемости (полости, трещины, зоны дробления).

Магматические критерии также относятся к региональным и локальным. В региональном плане это большие объемы извергнутого мантийного вещества, подчеркивающиеся крупными гравитационными аномалиями, а также проявление определенного ряда вулканогенных (трахибазальтовой, толеит-базальтовой, пикрит-базальтовой, коматиитовой) и интрузивных (близких по составу) формаций, членами которого являются и рудоносные. Одним из главных магматических критериев является ассоциация сульфидных  $\text{Cu-Ni}$  (с платиноидами) месторождений с расслоенными ультрамафит-мафитовыми интрузиями талнахско-норильского типа [Петрология..., 1971]. Отличительным признаком таких интрузий является присутствие в них горизонта ультрамафитов, содержащих участки (реликты) плагиоперидотитов (плагиооливинитов, плагиоверлитов), близких по составу перидотитовым коматиитам [Туганова, 1994, 1995]. Минералогическими признаками являются присутствие глубинного и малоглубинного парагенезисов минералов. Среди геохимических признаков учитываются данные о соотношениях малых элементов ( $\text{Sr/Ti}$ ,  $\text{Cr/V}$  и др.; Г. В. Нестеренко, А. И. Альмухомедов) и о корреляционных связях породообразующих и малых элементов. Важны также данные об изотопии стронция [Туганова, Шергина, 1997], свидетельствующие о сложном полигенном характере интрузивов. Литолого-стратиграфические критерии поиска  $\text{Cu-Ni}$ -месторождений обусловлены преимущественным внедрением магм в компетентные отложения либо во внутриформационные или межформационные швы и сдвиги под плотные экранирующие толщи. Рудные залежи залегают в экзоконтактах интрузивов, в прогибах их дна и котракционных трещинах [Металлогеническая..., 1987]. Прямыми признаками месторождений являются первичные ореолы рассеяния с аномальными концентрациями никеля, меди, кобальта, хрома,

серебра, цинка и других элементов. Кроме того, важны вторичные ореолы рассеяния (Д. В. Полферов) и шлейфы рудных валунов (В. Г. Чувардинский), метаморфические (И. В. Ляхницкая, Е. В. Туганова, Б. Н. Батуев, В. В. Юдина, Д. М. Туровцев и др.), гидрогеохимические (М. А. Садиков, Е. С. Кузмин), геофизические (Г. И. Сироткина, Г. Г. Ремпель и др.) и другие признаки.

В пределах Норильско-Хараслахской МЗ выделяется несколько рудных зон. Высокосперспективная Норильско-Талнахская рудная зона, Северо-Хараслахская, Вологодчанская, Центральнo-Норильская, Восточно-Норильская и Южно-Норильская являются предполагаемыми рудными зонами [Металлогеническая..., 1987]. В пределах Норильско-Талнахской рудной зоны выделяются Норильский и Хараслахский рудные узлы.

Имангдинская МЗ, перспективная на Cu—Ni-руды (с платиноидами), контролируется Ламско-Летнинской зоной разломов, расположенной вдоль восточных крыльев Хантайско-Рыбнинского поднятия и Курейско-Летнинского вала. Особенно перспективны участки пересечения ее с разломами северо-восточного простиранья, где намечаются потенциально перспективные рудные районы. В пределах МЗ выявлены расслоенные интрузии талнахско-норильского (Имангда и др.) и курейского (гора Озерная, Желтулская и др.) типов [Старицкий, Туганова, 1965]. Особенно широко развит последний, с которым связана бедная никелем сульфидная минерализация (реки Курейка, Северная, Кулюмбе, Горбиачин и др.). В пределах МЗ выделяются четыре рудных района: перспективный Имангдинский и предположительно перспективные Кулюмбино-Горбиачинский, Курейско-Северореченский и Нижнетунгусский [Малич, Туганова, 1974, 1980; Металлогеническая..., 1984, 1987].

Центральнo-Гаймырская рифтогенная мафит-ультрамафитово-щелочно-мафитовая платиноидно-меди-никеленозная СМЗ отвечает одноименной СФЗ. В ее пределах, по данным А. И. Архиповой, Н. Н. Нагайцевой и др., выделяются две МЗ: Дикаробигай-Левлинская и Верхнетаймырская, перспективные на платиноидно-медно-никелевые сульфидные руды, связанные с оливинит-норит-габбровой (боотанкагский комплекс), габбро-верлит-оливинитовой (левлинский комплекс), анкарамит-габбровой (дябакатаринский комплекс) и ферро-габбро-долеритовой (тарейский и дюмталейский комплексы) формациями.

В Дикаробигай-Левлинской платиноидно-меди-никеленозной МЗ располагаются Тальниковский, Фадьюкудинский, Горноозерский предполагаемые рудные районы. В Верхнетаймырской платиноидно-меди-никеленозной МЗ выделяются Дябакатаринский, Боотанкагский и Дюмпталейский предполагаемые рудные районы.

Сульфидное оруденение в СМЗ отличается от промышленных месторождений Норильского района меньшими концентрациями полезных компонентов во вкрапленных сульфидных рудах, отсутствием заметных количеств сплошных (массивных) руд и содержанием никеля и меди, редко превышающими 0,1—0,2 %.

Западно-Таймырская рифтогенная щелочномафит-мафитовая потенциально платиноидно-меди-никеленозная СМЗ отвечает одноименной СФЗ. В ее пределах выделяются две МЗ: Бинюдинская потенциально платиноидно-никеленозная и Диксоновская потенциально платиноидно-меди-никеленозная. СМЗ характеризуют рудоносные или потенциально рудоносные интрузивные формации: плагиооливинитовая платиноидно-никеленозная (бинюдинский комплекс), троктолит-долеритовая, потенциально перспективная на платиноидно-меди-никеленозные руды (диксоновский комплекс). В Западно-Таймырской СМЗ имеются предпосылки, благоприятные для обнаружения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений, связанных с ультрамафит-мафитовыми интрузивными формациями. К ним относятся:



- 1) сходный с Норильским районом ряд вулканогенных формаций (трахибазальты, пикритовые и толеитовые базальты);
- 2) наличие рифта и долгоживущих мантийных разломов;
- 3) установление геофизических и геохимических аномалий;
- 4) присутствие интрузий с высокой магнезиальностью с сульфидным платиноидно-никелевым (с медью) оруденением, отнесенных к плагиооливинитовой формации (бинюдинский комплекс), а также интрузии с умеренной магнезиальностью (диксоновский комплекс).

В Бинюдинской интрузии, состоящей на 90 % из ультрамафитов, по данным О. А. Дюжикова, содержания никеля от 0,59 до 0,7 %, меди от 0,023 до 0,14 %, платиноидов (в сумме) 0,1—0,8 г/т, в отдельных пробах до 16 г/т. Во всех рудоносных интрузивах Таймыра количество меди преобладает над никелем. В интрузиве Бинюда никель преобладает над медью, что свидетельствует о коматинитовом типе формации.

Восточно-Бырангская рифтогенная мафит-ультрамафит-мафитовая потенциально платиноидно-меди-никеленосная СМЗ отвечает одноименной СФЗ. СМЗ имела меньшую эндогенную активность, чем Западно- и Центральнo-Таймырские СМЗ. Рудоносные формации представлены интрузивными перидотит-норит-габбровой, платиноидно-меди-никеленосной (Тулай-Кирыкский комплекс). В СМЗ выделяется потенциально меди-никеленосная МЗ — Тулай-Кирыкская. Для Курейской МЗ. Западной и Центральнo-Таймырской и Восточно-Бырангской СМЗ, перспективных на платиноидно-медно-никелевое оруденение, благоприятны те же региональные и локальные критерии прогнозирования, что и для Норильской СМЗ.

Дюпкунская рифтогенная щелочно-мафит-мафитовая потенциально меди-никеленосная СМЗ контролируется одноименной СФЗ. Сходство в строении коры Дюпкунской и Норильской СМЗ свидетельствует о возможной близости их мегалогении. В геофизических полях Дюпкунской зоны выявлены сквозькоровые разломы. Кроме вскрытых рудоносных интрузий курейского комплекса, имеются гидрогеохимические данные, указывающие на скрытое медно-никелевое оруденение на глубине. Выделяются Анамская и Харпычская потенциально перспективные МЗ [Металлогеническая..., 1987].

Большеавамская рифтогенная щелочно-ультрамафит-мафитовая СМЗ отвечает одноименной СФЗ. СМЗ предположительно перспективна на магнетит-апатитовые, флогопитовые, редкометалльные, медные и платиноидно-медно-никелевые руды. В зоне выявлены проявления самородной меди и сульфидного медно-никелевого оруденения (река Арылах, Самоедская речка, реки Пастах-Сала, Ледяная, Левая Баярка и др.), частично связанные с интрузиями троктолит-долеритовой формации. Известен ряд магнитных аномалий, а также вторичных ореолов рассеяния никеля, меди и кобальта (бассейны Чопко, Большого и Малого Авама, Самоедской речки и др.), которые, возможно, связаны с месторождениями, скрытыми на глубине. Благоприятны для поисков Cu—Ni-оруденения борта мульды на участках пересечения их разломами. Кроме того, в зоне более 200 даек, силлов и штоков щелочно-ультраосновных, щелочных и щелочно-основных пород. По мнению Ю. С. Бушканец, дайки являются апофизами крупного массива щелочно-ультраосновных пород, залегающего (по геофизическим данным) на глубине в районе Каменской и Баты-Юряхской площадей.

Маймеч-Котуйская рифтогенная щелочно-ультрамафит-мафитовая СМЗ высокоперспективна на флогопит, апатит, магнетит, титан, нефелин, а также редкие металлы и редкие земли, золото, МПГ и в меньшей степени на медно-никелевые руды. В зоне все месторождения связаны с ийолит-карбонатитовой и клинопироксенит-дунитовой рудоносными формациями. В первой из них выявлены частично разведанные место-

рождения апатитовых, апатит-магнетитовых и магнетитовых руд и флогопита; имеются значительные концентрации нефелиновых, перовскитовых (титановых) и титаномагнетитовых (железо-титановых) руд и золота. Со второй рудоносной формацией (Гули, Бор-Урах и др.) связаны эндогенные проявления и россыпные месторождения МПГ осмия, иридия, платины [К. Н. Малич, 1996] и ювелирный хризолит (Кулда). Размещение рудоносных массивов контролируется двумя пересекающимися системами разломов: субмеридиональной и широтной. Первой соответствует простирание Таймыро-Байкальского линеймента. Составными его частями являются Маймеча-Котуйский, Котуйский и Эрисчинско-Аганьлийский региональные разломы. В СМЗ выделяются две главные апатит-магнетит-флогопитоносные и платиноидноносные МЗ: Гулинско-Ессейская и Одихинча-Маганская, а также (условно) Чангитская и Немакитская. Кроме того, потенциально алмазоносная Далбыхско-Харамайская МЗ.

В Гулинско-Ессейской МЗ выделяются рудные узлы Гулинский, Далбыхский, Бор-Урахский, Ессейский с одноименными месторождениями. В Одихинча-Маганской МЗ располагаются Одихинчевский, Кугдинский, Маганский и Ыраасский рудные узлы (и одноименные месторождения). В Чангитской МЗ — Романихинский и Чангитский рудные узлы и в Немакитской МЗ — одноименный рудный узел. В Далбыхско-Харамайской МЗ известны два поля с трубками и дайками кимберлитов: Далбыхское и Харамайское. Трубки Далбыхского поля по предварительным данным неалмазоносны, Харамайского — содержат пироп и алмазы.

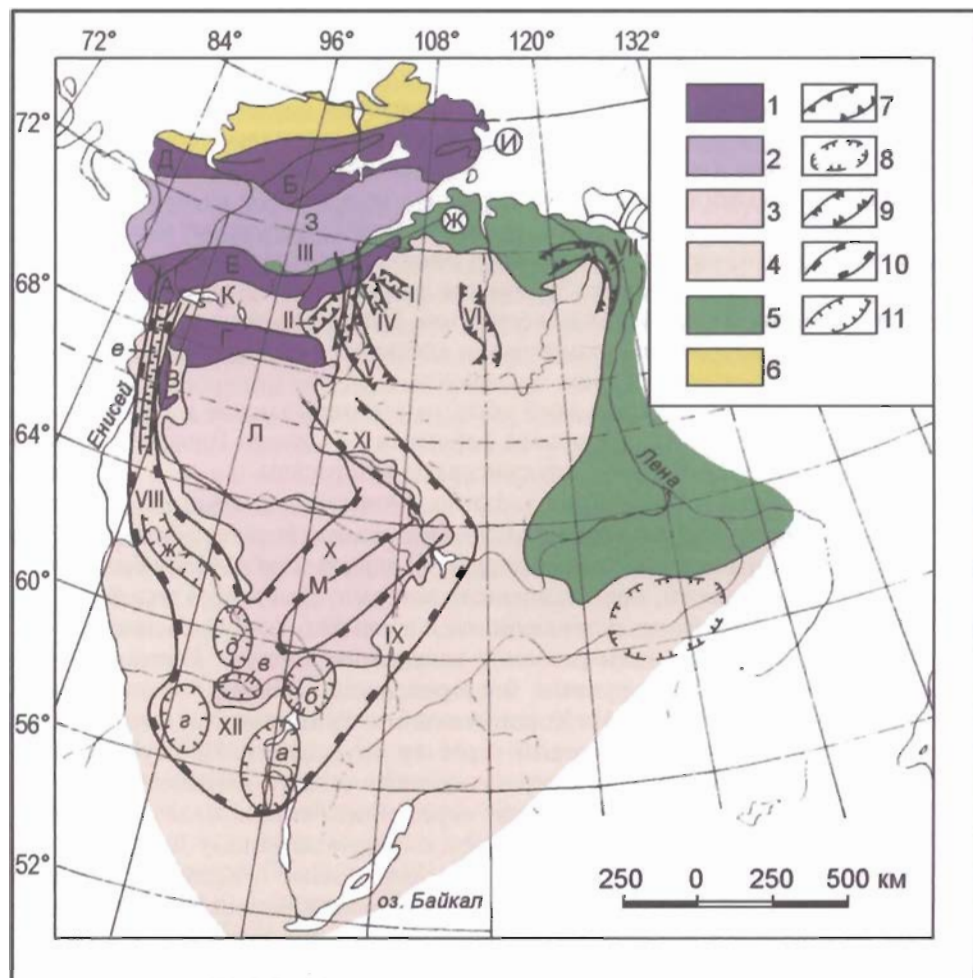
Путоранская филократонная мафитовая лавово-пирокластическая потенциально меденосная СМЗ контролируется одноименной СФЗ. Среди полезных ископаемых в зоне известны проявления самородной меди с халькозином, халькопиритом и другими медными минералами, присутствующими и в шлихах, а также геохимические ореолы рассеяния и ряд гидрохимических аномалий с преобладанием меди. Первоочередными объектами поисков меди являются районы западной и центральной частей зоны: участки оз. Аян, р. Холокит и верховья р. Котуй. Кроме того, для изучения рекомендуется ряд участков оз. Аян, где выявлены гидрогеохимические аномалии иттрий-циркониевой ассоциации.

Центрально-Тунгусская филократонная мафитовая пирокластическая и лавовая (базальтовая) шпатоносная и графитоносная СМЗ контролируется одноименной СФЗ. В СМЗ выделяются Центрально-Тунгусская высокоперспективная шпатоносная МО, Курейско-Бахтинская и Ногинская графитоносные МЗ.

В Гуринской МО месторождения исландского шпата локализованы в нижних горизонтах базальтовой толщи триаса: в шаровых лавах и мандельштейнах нидымской (на юге) и логончинской (на севере) свит. Значительное число проявлений приурочено к обломочным вулканогенным породам корвунчанской свиты и к зонам дробления в интрузивных телах долеритов. Основными предпосылками для обнаружения исландского шпата являются:

- 1) наличие шаровых лав и мандельштейнов, приуроченных к низам лавовой экранирующей толщи;
- 2) присутствие региональных и более мелких разломов;
- 3) образование линейных положительных структур третьего порядка, возникших над конседиментационными мульдами;
- 4) наличие зон трещиноватости, приуроченных к вулканическим аппаратам и зонам контакта с интрузиями долеритов.

В Ногинской графитоносной МЗ располагаются одноименное крупное эксплуатирующееся месторождение и ряд проявлений. Зона контролируется субмеридиональными разломами, расположенными на крыле Учаминского поднятия (рис. 71) [Малич, 1975].



**Рис. 71. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Триасовый этап (железо, апатит, алмазы, платина, флогопит) (сост. Н. С. Малич, Е. В. Туганова).**

I — рифтогенные никеленосные СМЗ: А — Норильская мафит-ультрамафит-щелочномафитовая, Б — Центрально-Таймырская мафит-ультрамафит-щелочно-мафитовая, В — Курейская мафит-ультрамафит-мафитовая, Г — Дюпункская щелочномафит-мафитовая, Д — Западно-Таймырская щелочномафит-мафитовая, Е — Большеавамская щелочно-ультрамафит-мафитовая, И — Восточно-Бырангская мафит-ультрамафит-мафитовая, Ж — Маймеч-Котуйская щелочно-ультрамафит-мафитовая; 2 — рифтогенная вулканогенно-терригенная СМЗ — Пясинская; 3 — филократонные базальтово-пирокластические СМЗ: К — Путоранская, Л — Тунгусская, М — Ванаварская; 4 — Анабаро-Енисейская филократонная СМЗ; 5 — Приверхояно-Таймырская перикратонная терригенная СМЗ; 6 — Северо-Таймырская сводово-плутоническая СМЗ; 7 — апатитеносные и платиновые МЗ: I — Немакитская, II — Чангитская, III — Гулинско-Бессейская, IV — Оди-хинча-Маганская; 8 — железоносная Буотомская МЗ; 9 — алмазносные МЗ: V — Западно-Анабарская, VI — Восточно-Анабарская, VII — Приленская; 10 — железоносные металлогенические зоны и металлогени-ческая область: VIII — Макусовско-Тюнгская, IX — Ангара-Виллойдская, X — Илимпейская, XI — Виллойдско-Котуйская, XII — Ангара-Катангская МО; 11 — железоносные рудные районы (а, б, в, г, д) и зоны (е, ж) Ан-гаро-Катангской металлогенической области (а — Ангара-Илимский, б — Ангара-Катангский, в — Среднеангар-ский, г — Чуно-Бирюсинский, д — Катангский, е — Курейско-Летнинская, ж — Бахтинско-Вельминская).

Вдоль разломов, расположенных на бортах Тунгусской синеклизы и в ее пределах выделены Ангаро-Катангская железоносная МО и Макусовско-Тюнгская, Ангаро-Вилуйская, Илимпейская и Вилуйско-Котуйская железоносные МЗ.

Ангаро-Катангская железоносная металлогеническая область находится на юго-западе и юге СП. В ее пределах распространены гидротермальные высокотемпературные магнетитовые (магномagnetитовые) месторождения. Руды представлены брекчиевыми, жильными и прожилково-вкрапленными типами, из которых то один, то другой преобладают на разных месторождениях. Распределение месторождений контролируется долгоживущими разломами северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания. Заложение разломов связано еще с развитием раннепротерозойских и рифейских палеорифтов. Наряду со структурным фактором важен литологический фактор — химическая активность карбонатных образований, способствовавших локализации в них оруденения.

В Ангаро-Катангской железорудной области все разведанные и прогнозные запасы железа связаны с пятью рудными районами — Ангаро-Илимским, Ангаро-Катским, Среднеангарским, Чуно-Бирюсинским и Катангским.

Ангаро-Илимский рудный район находится в южной части Ангаро-Катангской МО и тяготеет к протяженным пересекающимся разломам северо-западного и северо-восточного направления. Железные руды [Тигунов и др., 1973] образуют крутопадающие рудные залежи, представленные линзами, пластообразными гелами и крупными рудными столбами, склоняющимися к единому рудоподводящему каналу, образованному пересечением разломов различного порядка. В районе широко развиты скарны. Наиболее крупные месторождения района — Коршуновское, Рудногорское, Красноярское. На Коршуновском и Рудногорском месторождениях бурением установлен многоярусный характер оруденения. На глубинах 740—1060 м вскрыты рудные зоны с пологозалегающими рудами мощностью до 40 м в доломитах нижнего кембрия, что позволит переоценить запасы железных руд.

Ангаро-Катский рудный район приурочен к северо-западному Катанскому разлому. Наиболее крупные месторождения — Нерюндинское и Капаевское. Важную роль в рудообразовании на первом играл экран — мощный силл долеритов, расположенный на глубине 350—450 м. Под ним локализованы рудные залежи мощностью до 60—80 м. По геофизическим данным на глубине около 1200 м предполагается второе горизонтальное тело. Прирост запасов в районе может быть пополнен за счет доразведки глубоких горизонтов месторождений.

Среднеангарский рудный район расположен к западу от Ангаро-Катского и прослеживается от Иркинсеовского выступа до приустьевой части р. Кова. Простирание района широтное. В нем известно около 20 месторождений в шести рудных узлах. Лучше изучен Кординский узел с крупным Тагарским месторождением. Остальные узлы — Агалеевский, Ильбокичинский, Зиргулинский, Маньзинский и Бирямбинский — также имеют высокие перспективы. Все месторождения локализованы в карбонатно-терригенных породах кембрия. Кроме Тагарского, известны Пономаревское, Восток, Нижнетагарское, Агалеевское, Таловское и другие месторождения.

Чуно-Бирюсинский рудный район расположен в пределах одноименного поднятия, ограниченного северо-западным и юго-восточным разломами и флексурами. В низовьях р. Чуна выявлено Кычетское месторождение — крутопадающий рудноносный столб, осложненный субгоризонтальными ветвями. Прогнозные запасы его Н. В. Британом и соавторами оцениваются в 3—4 млрд т.

По данным Л. И. Тигунова и др. [Новые..., 1974], прогнозные запасы железных руд только Иркутской области до глубины 500—600 м составляют 15 млрд т.

Катангский рудный район контролируется Ангаро-Катангской зоной разломов север—северо-западного простирания, ограничивающей Ванаварскую синеклизу с запада. В районе известны Берябинское месторождение и Петерма, Кривляковское и Бедашиминское проявления. В северо-западной части района выделен Лакурский рудный узел, в котором имеются Нижнелакурское и Доскапайское месторождения железных руд. Наряду с высокотемпературными рудами, ассоциирующими со скарнами, в пределах узла присутствуют средне-низкотемпературные магнетит-гетитовые руды. По данным Б. В. Шибистова, в бассейне р. Камо располагается перспективная площадь с месторождениями Верхний Оллонакон, Нококон и Ягнянда вблизи разломов северо-западного простирания. Сложены месторождения магнетитом с примесью гематита. Содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в рудах от 58,4 до 85,9,  $\text{FeO}$  — от 9,2 до 18,2 %. Прогнозные запасы оцениваются не менее чем в 3 млрд т.

В Ангаро-Катангской области в целом для локализации магнетитовых руд благоприятно присутствие рудоподводящих разломов и их пересечений, особенно расположенных над сквозькоровыми разломами (рифтами); наличие пликативных положительных и отрицательных структур второго и третьего порядка в чехле СП; расположение в карбонатных и терригенно-карбонатных образованиях кембрия и ордовика, химически наиболее активных. Признаком оруденения такого типа являются метасоматически измененные породы и аномалии (магнитные и гравитационные) рудной природы.

Макусовско-Тюнгская МЗ, перспективная на магнетитовые месторождения и свинцово-цинковое оруденение, тянется в меридиональном направлении почти на 1000 км вдоль западного борта Тунгусской синеклизы от р. Макус на севере до р. Подкаменная Тунгуска на юге. Эндогенные месторождения и проявления магнетита известны в бассейнах рек Ветка, Макус, Кулюмбе, Курейка, Северная, Летняя, Бахта и Подкаменная Тунгуска. Зона ограничивается разломами, развитыми вдоль крыльев Норильско-Хараелахского прогиба, Хантайско-Рыбинского поднятия и Курейско-Летнинского вала (на севере); на юге — разломами, осложняющими борта Учаминского поднятия [Малич, 1959]. В пределах МЗ выделяются Маусовская, Курейско-Летнинская и Бахтинско-Вельминская предполагаемые рудные зоны [Металлогеническая..., 1987].

При ориентировочном подсчете запасы железных руд зоны составляют более 3 млрд т.

Ангаро-Вилуйская МЗ, потенциально перспективная на магнетитовые руды, прослеживается на 700 км от р. Ангара до среднего течения Большой и Малой Еремы и далее до р. Ахтаранда. Контролируется разломами северо-восточного простирания. По мнению М. М. Одинцова, магнетитовое оруденение образовалось в интервале 160—100 млн лет, в юрско-меловой период. Кроме железа, известны баритовое, целестиновое, полиметаллическое и ртутное оруденение и исландский шпат.

Илимпейская МЗ, перспективная на железные и свинцово-цинковые руды, контролируется северо-восточными разломами, располагающимися над разломами фундамента. В районе р. Илимпея выявлено 10 проявлений магнетита и 40 магнитных аномалий с прогнозными запасами магнетитовых руд около 4 млрд т. В. П. Филоненко выделяет 11 рудных площадей (Гербиткеновская, Чавидинская, Левопульхирская и др.) с магнитными аномалиями в эпицентрах, совпадающими с выходами магнетитового оруденения. Рудные тела залегают на глубинах от 80 до 380 м, максимальная глубина рудных тел до 2,5 км [Филоненко, 1977].

Вилуйско-Котуйская МЗ, предположительно перспективная на железные и полиметаллические руды, располагается вдоль восточного борта Тунгусской синеклизы. В ее пределах известны несколько проявлений магнетита (реки Котуй и Вилуй)

и ряд магнитных аномалий. Кроме того, в ее северной части установлены проявления свинца и цинка (реки Котуй, Чангода, Моейрокан).

С учетом сведений о протяженности на глубину (до 2 км) известных месторождений и геолого-геофизических данных о вновь выявленных глубоких (горизонтальных) их частях прогнозные запасы эндогенных железных руд триасовой эпохи могут быть оценены в 25—30 млрд т.

Приоленинская, Восточно-Анабарская и Западно-Анабарская потенциально алмазоносные МЗ [Геологическое..., 1987] расположены на северо-востоке Анабаро-Алданской СМЗ. В их пределах развиты кимберлитовые трубки поздне-триасово-раннеюрского возраста. Приоленинская зона контролируется северо-восточной окраиной Анабаро-Алданского филократона и субмеридиональными и субширотными разломами, образовавшимися в результате контрастных движений при прогибании Верхоянской подвижной области. Восточно-Анабарская зона контролируется высокой проницаемостью, возникшей над Уджинским рифейским палеорифтом.

Конец эмерсивной стадии этапа, охватывающий средне-поздне-триасовую и раннеюрскую эпохи, ознаменовался формированием россыпей, связанных с корообразованием, охватившем СП. В это время в пределах Ангара-Вилуйской зоны формируются алмазные, а в пределах иркутской области вблизи интрузий кузьмовского типа — ильменитовые россыпи [Геологическое..., 1987], аккумуляровавшиеся в базальных формациях следующего этапа. На юге СП, где кора выветривания развивалась на карбонатных и терригенно-карбонатных формациях раннего палеозоя, образовались месторождения высокоглиноземистых ( $Al_2O_3$  — 30 %) и огнеупорных глин. Кору выветривания представлены каолинитами (Оленекское поднятие, Приленская моноклиза) и каолинитами с гиббситом (реки Марха, Кюсконда).

В среднем течении р. Лена выделяется Буотомская МЗ, потенциально перспективная на железо. В ее пределах известны остаточные проявления бурых железняков с повышенным количеством марганца (Буотомское, Лютангское и др.) с прогнозными ресурсами железа более 44 млн т. Месторождения образовались на размытой поверхности известняков кембрия и перекрыты конгломератами укугутской свиты юры.

**Юрско-палеогеновый металлогенический цикл.** Минерогения этого цикла изучалась Т. В. Билибиной, И. С. Бредихиным, В. Г. Ветлужским, Н. В. Гавриловым, В. А. Камалетдиновым, М. М. Константиновым, А. Я. Кочетковым, Г. В. Русиновым, С. Л. Спириным, В. М. Терентьевым, П. Н. Тимофеевым, А. Д. Щегловым, О. И. Щербаковым и др.

Металлогения этого цикла отличается особой спецификой, которая определялась разнообразием геологических обстановок и структур (рис. 72). В этом цикле выделяются четыре этапа: ранне-позднеюрский, позднеюрско-раннемеловой, поздне-меловой и палеогеновый.

**Ранне-позднеюрский металлогенический этап.** В филократонной Центрально-Сибирской МП условно к этому этапу, учитывая широкий разброс радиологических датировок (210—100 Ма), относится формирование кимберлитовых полей Анабаро-Оленекской МО. Здесь обнаружено до 300 трубок кимберлитов, в которых алмазоносность установлена в полях Куранахском и Ары-Мастахском. Постоянно среди кимберлитов этого этапа отменяются выходы редкометалльных щелочных базальтов и даек карбонатитов с невыясненной минерализацией.

С ранней стадией развития хатакратонных МП связано накопление бурых железняков (иногда марганце- или кобальтоносных) в базальных слоях юры, где встречаются находки алмазов и геохимических аномалий золота, свинца, серебра,



сурьмы (главным образом в бассейне р. Лена). Лейасовая стадия хатакратонных, перикратонных, телеорогенных зон и присводовая Южно-Якутская МП была непродуктивной. Промышленная угленосность этой стадии установлена лишь в Иркутском угленосном бассейне (рис. 60). В категорию таких бассейнов с тоар-ааленского времени переходят все без исключения хатакратонные, перикратонные и присводовые МП. Особенно крупные угленосные бассейны начинают формироваться в Вилуйском хатакратоне, Приверхоянском перикратоне и Южно-Якутском присводовом прогибе, который с доггера полностью изолировался от смежных хатакратонов. С этого же времени угленосность быстро и скачкообразно возрастает. Телеорогенная Абакано-Мурская впадина, вмещающая бурогольный бассейн средней—поздних стадий этого этапа, в конце его отмирает.

В Иркутском угленосном бассейне установлены дополнительно залежи титаносных россыпей и апотуфовых цеолитов, что, с учетом геохимической специализации углей, подтверждает присводовый тип этого бассейна.

Эндогенная металлогения Лаптевско-Карской МП контролируется зонально взаимосвязанными выходами мелких плутонов, полями сопряженных с ними разломов, а также зонами поздних разломов. Весь этот ансамбль наложен на деформированные палеозой-раннетриасовые отложения и сопровождается разнообразное оруденение.

Наиболее четко магматогенный контроль характерен для медно-молибденового оруденения, установленного в Оленьинской и Болгохтохской МЗ. Оруденение локальных зон дробления, окварцевания, сульфидизации и жильных полей контролируют находки золота, нередко в ассоциации с мышьяком и сурьмой. Оруденение протяженных зон дробления и метасоматоза характерны для Южно-Бырангской МО (свинец и цинк, флюорит, уран, редкие земли). Не исключено, что влиянием этой области спровоцированы месторождения формации флюоритовых кепроков (Нордвик, гора Белая) в соляных диапирах Енисей-Хатангского хатакратона. Многочисленные находки флюорита в виде жил и залежей, а также в составе проявлений с редкими землями, позволяют относить его в разряд перспективных. Единичные находки в комплексных рудах антимонита, шеелита, а также многочисленные находки молибденита требуют доизучения. Выявленный тип ртутно-мышьяковых руд мало надежен для обнаружения месторождений. Зоны даек сублампроитовой формации изучены слабо, что затрудняет оценку их алмазности.

Юрская металлогения Витимско-Нюкжинской МП контролируется вулканоплутоническими зонами, отдельными плутонами и роями даек, а также многочисленными зонами разломов. Существенное значение имеют для Уруша-Ольдойской МО — наличие долгоживущих зон разломов (в том числе диафоритовых), а для Каларо-Олекминской МО — магматоцентра со сквозным палеозойско-мезозойским оруденением, который наследует структуру архейского литоплита. В Уруша-Ольдойской МО, контролирующей многочисленные россыпи золота, главными рудными элементами являются золото, молибден, свинец и цинк. Молибден находится обычно в поздних кварцевых жильных зонах, иногда с примесью вольфрама, меди, золота и серебра. Золото локализовано в жилах, штокверках и метасоматических зонах (главным образом березитовых). Обычно входит в состав комплексных руд, в которых не всегда является ведущим полезным компонентом. Чаще всего рудная ассоциация включает золото, серебро, свинец, цинк, висмут, вольфрам.

В Каларо-Олекминской МО главные рудоконтролирующие разломы нередко подчеркиваются поздними дайками и имеют северо-восточное направление. Главным полезным компонентом в области является до- и постдаيكое золото, главным образом в жилах (иногда более поздних, чем золото-мышьяксодержащие метасома-

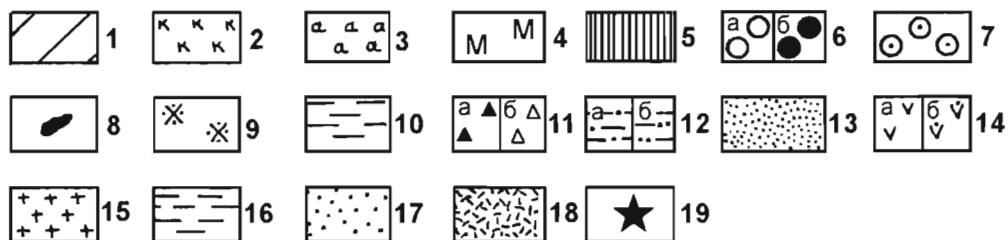
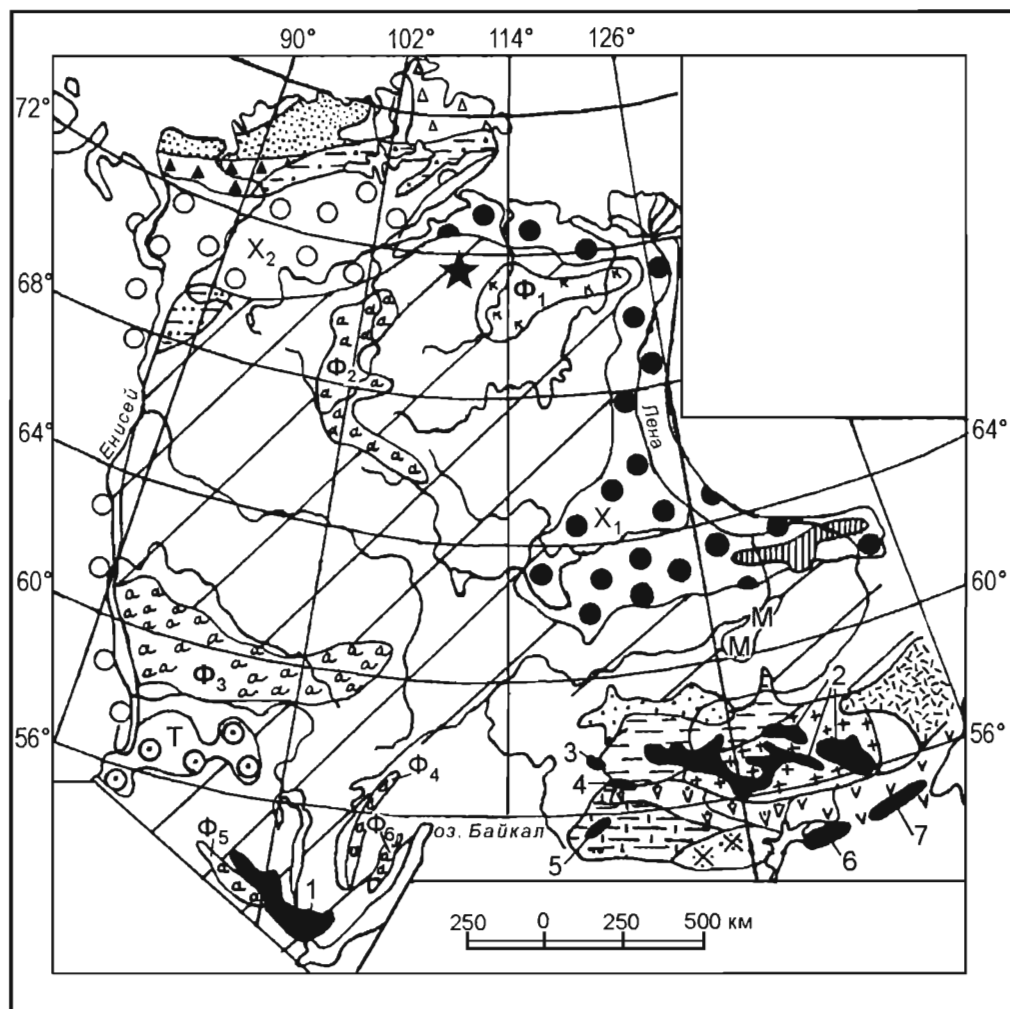
титы). Во многих зонах разломов золото сопровождается флюоритовым оруденением, для которого неблагоприятная среда препятствует формированию месторождений. В обрамлении магматоцентра в радиальных разломах сосредоточены проявления молибдена, вольфрама, золота. В Алдано-Становой МП с этой стадией связаны монцитонитово-гранитовые тыловые близповерхностные фазы магматизма, контролирующие золото-сульфидные месторождения в жильно-метасоматических зонах карбонатного чехла.

Позднеюрско-раннемеловой металлогенический этап. Это время максимального пригибания хакаратонов, сопровождаемое продолжением развития либо появлением новых угленосных бассейнов, так как готерив-альбские века являются веками сплошного угленакопления, сопровождаемого местами фосфатами во всех без исключения юрско-меловых МП этого этапа. Его начальная стадия с одной стороны заканчивается формированием присводового Южно-Якутского угленосного бассейна, а с другой стороны в это время успевают зародиться и отмереть другие подобные бассейны Алдано-Становой активизационной области (рис. 61), которая на этом этапе преобразуется в крупную рудоносную МП. Во вторую стадию, по-видимому, асинхронно в тыловых зонах активизации сначала внедряются рудонесущие плутоны фергусит-щелочносиенитовой формации (титан, стронций, апатит, сыннырит, чароит, брусит). Для более поздних полезных ископаемых магматический контроль является опосредованным, основное оруденение приурочено к завершающей, предлампроитовой стадии. В Западно-Алданской и Среднеалданской МО главными рудоконтролирующими структурами является регулярная система магматоцентров разных ступеней развития. В первой из этих областей месторождения золота приурочены к джаспероидам в карбонатном чехле, апофидолитовым метасоматитам (с медью, молибденом), кварцево-жильным зонам (с серебром) и скарнам. В приразломных урановых гумбеитах в разных количествах содержится золото как свободное, так и пиритовое, а также молибден в форме иордазита. Свинцово-цинковое оруденение является регенерационным по рифейскому источнику. К зонам фенитизации приурочены месторождения различных асбестов. В карбонатном чехле около плутонов сосредоточены месторождения флюорита,

**Рис. 72. Схема металлогенического районирования Восточной Сибири.** Юрско-палеогеновый металлогенический цикл (сост. Е. П. Миронюк, Н. С. Малич).

1—4 — филократонная Центрально-Сибирская МП: 1 — бесперспективная территория, 2 — алмазоносная МО (Ф<sub>1</sub> — Анабаро-Оленекская), 3 — бокситоносные палеогеновые МО (Ф<sub>2</sub> — Аганайско-Мурунтинская, Ф<sub>3</sub> — Бахтинско-Чалобецкая, Ф<sub>4</sub> — Корсаковская, Ф<sub>5</sub> — Присянская, Ф<sub>6</sub> — Прибайкальская с бурами углями), 4 — железо-марганценоносная палеогеновая Ботомская МЗ; 5 — хатакратонный лигнит-буроугольный олигоценый Нижнеалданский бассейн; 6 — перихатакратонные юрско-меловые МП (а — Лелский каменноугольный бассейн, б — Енисей-Хатангский слабоугленосный бассейн); 7 — телорогенный юрский Абаско-Мурский буроугольный бассейн; 8—19 — активизационные МП: 8 — разномасштабные угленосные бассейны (1 — Иркутский, 2 — Южно-Якутский, 3 — Аппетский, 4 — Верхнекаларский, 5 — Среднекаларский, 6 — Верхнезейский, 7 — Боконский), 9—18 — конвергентно-магматические МП и МО (9, 10 — среднеюрско-раннемеловая Витимско-Поклонная МП: 9 — гранодиоритовая Уруша-Ольдерская МО — Au, Ag, Mo, Pb — Zn, Sb, Bi, 10 — монцитонитовая Каларо-Олекминская МО — Au, Mn, W, П), 11—13 — позднетриас-раннеюрская Лаптевско-Карская МП (11 — гранодиоритовые МЗ: а — Оленьинская — Mo, Cu, Au, б — Прибрежно-Лаптевская — Au, Mo, П, W), 12 — монцитонитовые МО и МЗ (а — Южно-Бырангская МО — Au, Pb — Zn, U, П; б — Болгоухотская МЗ — Mo, Cu), 13 — фидолитовая Пясино-Чернышевская МО — Au, Mo, As, Sb, Hg, П, di, 14—18 — юрско-меловая Алдано-Становая МП: 14 — монцитонитово-тоналитовая Становая МО (а — Восточно-Становая — Au, Mo, Pb — Zn; б — Западно-Становая, Au, Ag, Mo, Cu), 15 — гранодиоритовая Гонимская МО — Au, Mo, Ag, W, Sb, As, П, 16 — монцитонитовая Среднеалданская МО — Au, Mo, U, as, q, 17 — фидолитовая Западно-Алданская МО — Au, U, Ti, Cu, Mo, Sr, as, q, П, TR, ap, 18 — Учурская полилитная МО — Au, Pb — Zn, Mo, П, q, 19 — космогенная алмазоносная Попигаевская МЗ.





горного хрусталя, проявления редкоземельно-редкометалльных скарнов, иногда с кинварью. В аподунитовых метасоматитах размещаются хромдиопсид-вермикулитовые месторождения. В Среднеалданской МО, контролируемой монцитонитоидом, имеются кварцево-жильные месторождения золота, гелиофильствующие разломы, а уран, асбест и кварц обнаружены в крупных проявлениях. К базальным слоям Алдано-Чульманской грабен-моноклинали Южно-Якутского угленосного бассейна, на юге этой МО, и к локальным ареалам в обнаженной грабен-моноклинали приурочены поля региональной фельдшпатизации с альбититами, эйситами, цеолитами. Они контролируют проявления урана, редких металлов, редких земель и апатита. Известные в Западно-Алданской и Среднеалданской МО выходы мелких тел лампроитовой формации оказались безрудными, в то время как волжидитовый петрографический тип лампроитовой формации Мурунской МЗ требует опосредованного для определения его алмазности.

Гонимская МО контролируется андезит-монцитонитоидной фазой магматизма, а также диафоритами раннего протерозоя и молодыми гидротермально-разломными зонами (в том числе вне видимой связи с магматизмом).

В россыпеобразующих районах с сильным эрозионным срезом господствуют золото-кварцевые жилы, среди которых рентабельных объектов и платинонесущих тел не обнаружено. Остальные золотосодержащие тела, как и молибденорудные, являются полиформационными и несут в качестве дополнительных элементов серебро, медь, свинец, вольфрам, мышьяк. Самостоятельных объектов вольфрама, сурьмы, флюорита и ртути не обнаружено.

В Учурском МО в результате телескопирования оруденения, контролируемого раннемеловыми и позднемеловыми фазами магматизма, обосновать соответствующие этапы металлогении затруднительно.

В Становом районе, испытавшем сильную позднеюрскую денудацию, вся перспективная рудоносность контролируется на этом этапе как мелкими плутонами и региональными дайками, которые завершают ФР, так и вулканоплутоническими полями, которые представляют собой фрагменты обширных поясов. Поэтому на качество, форму проявления и на минеральный вид рудных формаций оказывает влияние глубина эрозионного среза. Восточно-Становая МО содержит многочисленные проявления золота и молибдена, преимущественно в сульфидно-кварцевых жилах, реже сульфидных залежах.

Геологические особенности фундамента, связанные с позднеархейской и раннепротерозойской историей, определяют, по-видимому, меденосность Брянтинской МЗ и свинцово-цинковоносность Унинской МЗ.

В Западно-Становой МО золото-молибденовое оруденение более разнообразно. Золото-кварцевые жилы, жильные зоны, реже штокверки, иногда по соседству с кварцево-молибденитовыми, характерны для западных, глубокоденудированных окраин этой области. Полиформационные рудные тела, нередко теле- и эпитептермальные, сопровождаются крупными ореолами околожильных изменений. Для них характерны (помимо золота и молибдена) серебро, медь, свинец, вольфрам, рений, мышьяк.

В Витимо-Нюкжинской МП к рассматриваемому этапу относятся низкотемпературные золото-серебросодержащие брекчии и радон-гелиофильствующие разломы у границ грабенов, а также жилы на востоке Уруша-Ольдойской МО (в связи с интрузией диорит-гранодиоритовой формации). Это полиметалльные золото-кварцевые жильные зоны с висмутом, серебром, мышьяком, никелем, кобальтом. Рядом с ними в тектонических зонах находятся малые месторождения сурьмы и ртути.

Позднемеловой металлогенический этап. Это время выхода за пределы зоны седиментации большинства хатакратонов, кроме Вилуйского и

Енисей-Хатанского фосфатоносного. Лишь в восточной части последнего формируется угленосная формация. На остальной территории (П формируются коры выветривания на филократоне. Исключение составляет лишь небольшая активизационная область у стыка с Охотско-Чукотским вулканическим поясом, которая относится к Учурской МО. В этой золотороссыпеобразующей области только одна Магейская раннемеловая МЗ является изолированной вулканоплутонической золото-молибденоносной. Остальные меловые рудоконтролирующие структуры и формации сосредоточены в обломочно-карбонатном плитном комплексе. Здесь широко развиты золотокварцевые и золотосульфидные жильные, вкрапленно-жильные и залежные тела сильно окисленных, многосульфидных, золотоносных серебросодержащих руд. Тот же минеральный тип в силикатных породах представлен прожилково-брекчиевыми рудами. Широко распространены вкрапленные руды золото-кварцевые с повышенным содержанием серебра, свинца, меди. Плохо изучены золотоносные джаспероиды, иногда сильно выщелоченные (золото, свинец, цинк, мышьяк), кварц-молибденитовые жилы, магнетит-шеелит-золоторудные скарны. Имеются месторождение горного хрусталя, многочисленные проявления флюоритовой минерализации, а также залежи массивных, мышьяковистых свинцово-цинковых руд, сопровождаемых прожилково-вкрапленными золото-свинцовыми рудами, а также редкоземельно-редкометалльные проявления в связи с фойдолитами.

Палеогеновый металлогенический этап. Это этап формирования кор выветривания, соответствующий эмерсивной стадии платформенного тектонического цикла. Большинство бокситоносных МО этого этапа приурочено к Ангаро-Енисейской и Саяно-Становой (западная часть) ступеням Центрально-Сибирского филократона. Каждая МО представляет собой совокупность сопряженных карстово-полюевых, карстово-эрозионных, карстово-котловинных и тектоно-депрессийных структур, составляющих изолированные МЗ. В их разрезе нижняя часть представлена автохтонной латеритной бокситоносной парагенерацией, а верхняя — аллохтонной бокситово-глинистой парагенерацией. Источником глинозема служили разнородные объекты (базальты и долериты, мергели, пестроокрасноцветные обломочно-глинистые породы, метаморфические образования, редко граниты), что в целом неблагоприятно влияло на качество бокситов. Бокситоносные толщи в отдельных МЗ Прибайкальской МО подстилают палеогеновые месторождения бурых углей. В Ботомской МЗ на высоком плато сохранилась аллохтонная железо-марганцевая кора выветривания, признанная нерентабельной.

В конце палеогенового этапа на ограниченной площади, в связи с подпруживанием рек воздымающимся Верхояньем, начинает формироваться последний хатократон Сибирской платформы — Нижнеалданский. Здесь в олигоцене был образован лигнит-буроугольный бассейн с неясными перспективами.

## **ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

В пределы рассматриваемой территории входят артезианская Восточно-Сибирская и складчатые Таймырская, Анабарская, Енисейская, Алданская и Становая гидрогеологические области. В Восточно-Сибирской артезианской области в соответствии с современным структурным планом и особенностями распространения геологических формаций выделяются Хатангский, Тунгусский, Котуйский, Оленекский, Якутский и Ангара-Ленский артезианские бассейны [Басков, 1977; и др.].

Гидрогеологические условия этого обширного региона весьма сложны и разнообразны. Закономерности распространения подземных вод разного состава и минерализации, наряду с геолого-геоморфологическими факторами, во многом определяются здесь наличием многолетнемерзлых пород мощностью до 1000 м.

Гидрогеохимическая зональность Восточной Сибири рассмотрена отдельно для верхнего и нижнего гидрогеохимических этажей. Верхний этаж включает верхнюю часть разреза геологических структур до уровней региональных базисов дренирования, содержит подземные воды атмосферного питания, преимущественно с газами кислородно-азотного состава, т. е. воды зоны свободного (интенсивного) водообмена, или зоны современного гипергенеза. Этот этаж наиболее подвержен загрязнению и, вместе с тем, он содержит преимущественно пресные подземные воды, которые являются одним из основных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения. В областях со сплошным развитием многолетней мерзлоты к верхнему этажу принадлежат в основном надмерзлотные воды. Подземные воды нижнего этажа не получают атмосферное питание и не участвуют в современном кругообороте природных вод.

Основные черты гидрогеохимической зональности подземных вод верхнего этажа Восточной Сибири отражены на рис. 73. Мощность его в районах с развитием сплошной многолетней мерзлоты не превышает 1—5 м. На юге региона она достигает 200 м и более. На большей части территории Восточной Сибири верхний этаж представлен надмерзлотными водами с минерализацией в основном до 0,1 г/кг. В южных частях региона с прерывистым и островным распространением многолетнемерзлых пород минерализация вод в верхнем этаже возрастает обычно до 0,5—1 г/кг, а в районах с неглубоким залеганием галогенных формаций — до 10—35 г/кг. Пресные воды здесь преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, состав слабосоленых (до 10 г/кг) вод варьирует от гидрокарбонатно-сульфатных кальциевых до сульфатно-хлоридных кальциево-натриевых, а сильносоленые (до 35 г/кг) — хлоридные натриевые. В долинах рек Лена, Ангара, Нижняя и Подкаменная Тунгуска (и их притоков) в зонах новейших разломов происходит интенсивная разгрузка хлоридных рассолов нижнего этажа. Они смешиваются, разбавляются в разных пропорциях с пресными водами инфильтрационного питания. Воды р. Нижняя Тунгуска в зимнюю межень приобретают хлоридный кальциево-натриевый состав, а минерализация их достигает 0,6—1,2 г/кг. Следует отметить тенденцию к увеличению среднемноголетних модулей подземного стока в западных и южных направлениях (рис. 68, врезка).

Гидрогеохимическое районирование нижнего этажа Восточной Сибири приведено на рис. 74. В Восточно-Сибирской артезианской области гидрогеохимическая зональность в нижнем этаже находится в тесной связи с условиями распространения геологических формаций. Выделенные в области гидрогеохимические пояса могут быть подразделены по степени минерализации на две группы:

1) пояса пресных, соленых и реже слабых рассолов (с минерализацией до 70 г/кг) — А<sub>до 1</sub>, АБ<sub>до 35</sub>, АБВ<sub>до 70</sub>, Б<sub>до 35</sub>, БВ<sub>до 70</sub>; эти пояса установлены в восточных и северо-восточных районах области, где неизвестны галогенные формации;

2) пояса с наличием рассолов с минерализацией 140 г/кг и более — АБВ<sub>до 140</sub>, АБВ<sub>до 270</sub>, АБВ<sub>до 350</sub>, БВ<sub>до 140</sub>, БВ<sub>до 270</sub>, БВ<sub>до 350</sub>; эти пояса приурочены к районам распространения сульфатоносных и соленосных отложений.

На большей части Восточно-Сибирской артезианской области в нижнем этаже пресные воды отсутствуют. В южных частях области их мощность обычно не превышает первых десятков метров. Мощная зона пресных вод (до сотен метров) установлена в верхнеюрско-меловых континентальных отложениях Якутского бассейна.

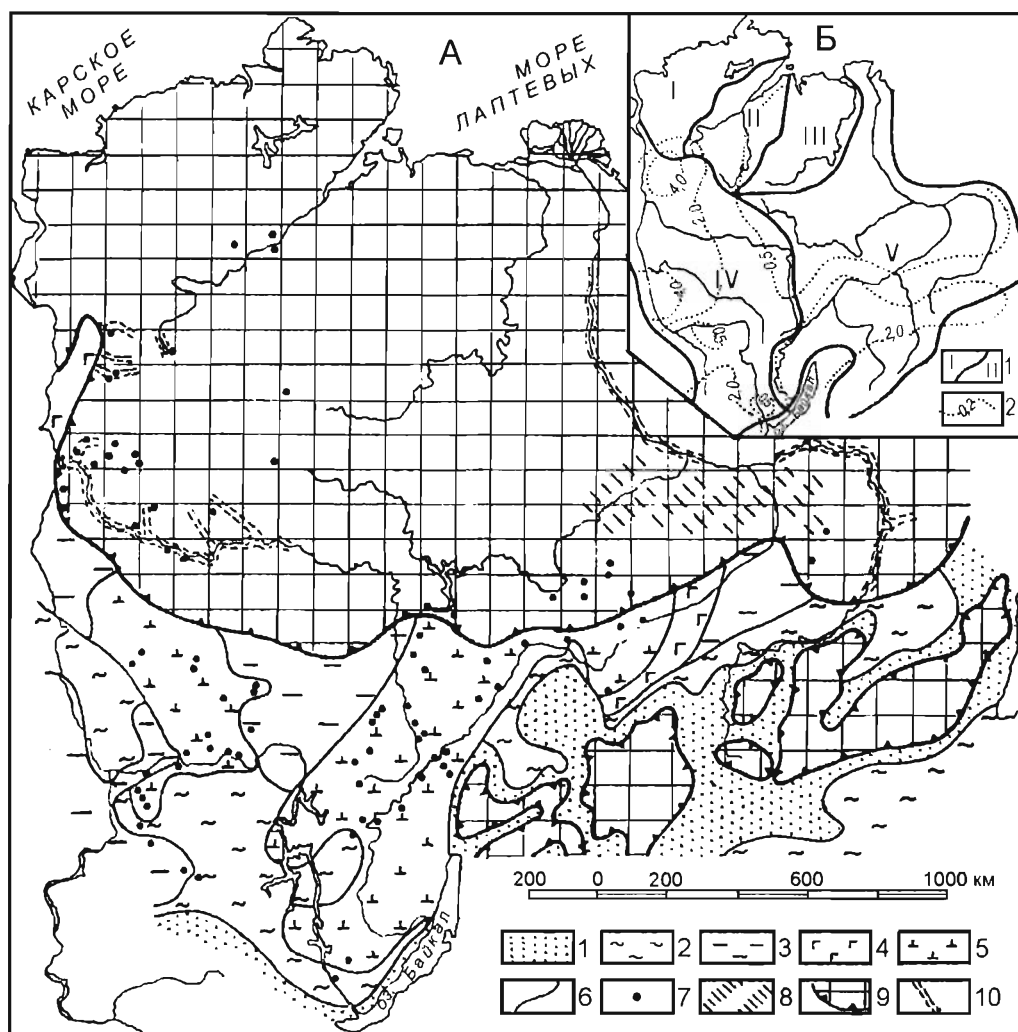


Рис. 73. Гидрогеохимическая карта Восточной Сибири (верхний этаж, А) и схема бассейнов стока (Б) (сост. Е. А. Басков, М. А. Чуйко).

А. 1–5 — гидрогеохимические пояса: 1 —  $A_{до 0,1}$ , 2 —  $A_{до 0,5}$ , 3 —  $A_{до 1,0}$ , 4 —  $B_{до 10,0}$ , 5 —  $B_{до 35,0}$ ; 6 — граница гидрогеохимического пояса; 7 — источники соленых и рассольных вод; 8 — район континентального засоления; 9 — сплошное распространение многолетнемерзлых пород и их граница; 10 — таликовые зоны.

Б. 1 — граница бассейна и его номер: I — Таймырский, II — Котуйско-Хатангский, III — Оленекский, IV — Енисейский, V — Ленский; 2 — изолинии среднегогодового подземного стока ( $л/с с км^2$ ).

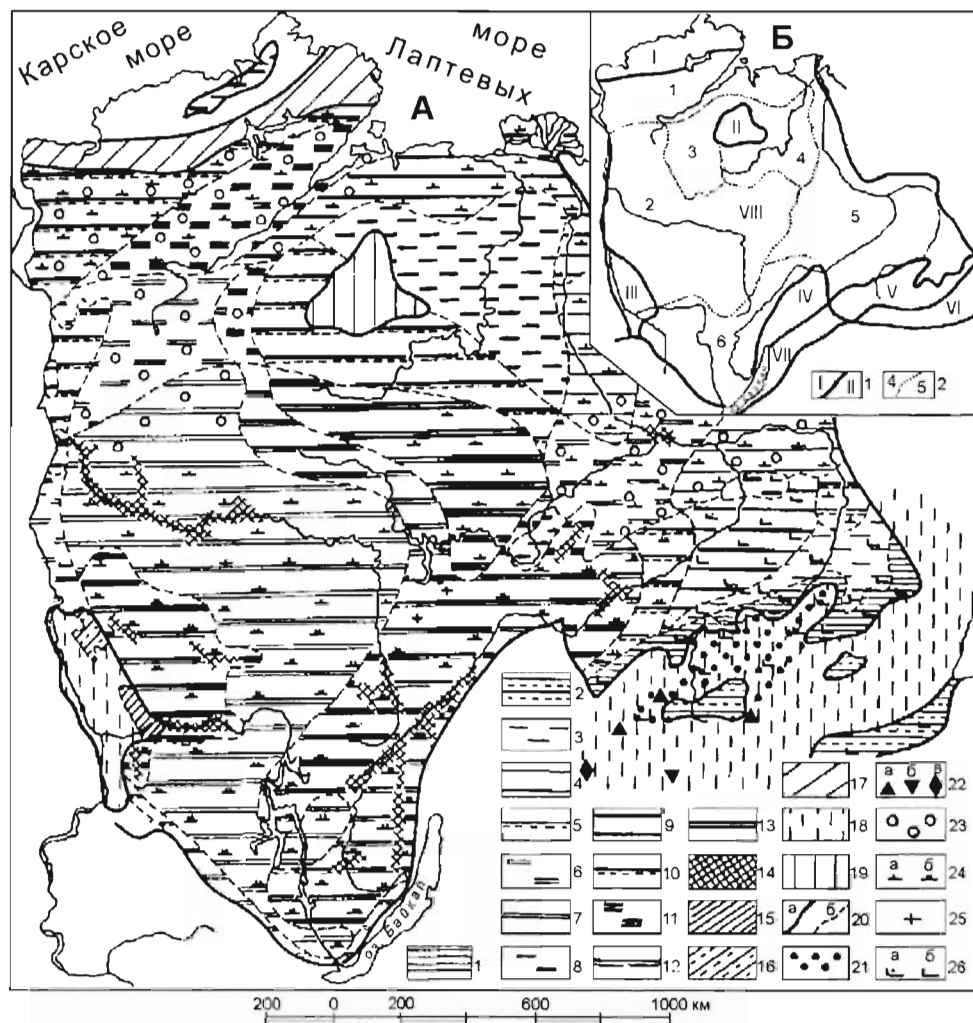


Рис. 74. Гидрогеохимическая карта Восточной Сибири (нижний этаж, А) и схема структурно-гидрогеологического районирования (Б) (сост. Е. А. Басков, М. А. Чуйко).

А. 1—14 — гидрогеохимические пояса в основном с закономерным изменением минерализации вод с глубиной в артезианских и адартезианских бассейнах: 1 —  $A_{до 1\text{ км}}$ , 2 —  $AB_{до 1\text{ км}}$ , 3 —  $AB_{до 3\text{ км}}$ , 4 —  $AB_{до 70\text{ км}}$ , 5 —  $AB_{до 140\text{ км}}$ , 6 —  $AB_{до 270\text{ км}}$ , 7 —  $AB_{до 350\text{ км}}$ , 8 —  $B_{до 3\text{ км}}$ , 9 —  $B_{до 70\text{ км}}$ , 10 —  $B_{до 140\text{ км}}$ , 11 —  $B_{до 270\text{ км}}$ , 12 —  $B_{до 350\text{ км}}$ , 13 —  $B_{до 550\text{ км}}$ , 14 —  $ГВ_{до 350\text{ км}}$ , 15—19 — гидрогеохимические пояса часто с незакономерным изменением минерализации с глубиной: 15—17 — в адартезианских бассейнах и адмассивах (15 —  $AB_{до 10\text{ км}}$ , 16 —  $AB_{до 35\text{ км}}$ , 17 —  $AB_{до 70\text{ км}}$ ), 18, 19 — в адмассивах и массивах (18 —  $A_{до 1\text{ км}}$ , 19 —  $AB_{до 3\text{ км}}$ ); 20 — границы: а — гидрогеологической структуры, б — гидрогеохимического пояса; 21 — район, где в фундаменте обнаружены соленые воды; 22 — источники подземных вод: а — азотных термальных, б — углекислых холодных, а — азотных термальных и углекислых холодных; 23 — территории, где нижний этаж изучен не до фундамента; 24—26 — преобладающий газовый состав вод: 24 — метановый (а), метановый с примесью сероводорода (б); 25 — азотно-метановый с примесью сероводорода; 26 — азотный (преимущественно а — воздушный, б — биогенный).

Б. 1—2 — границы гидрогеологических структур и их номера: 1 — первого порядка, 2 — второго порядка. I—VII — гидрогеологические складчатые области: I — Таймырская, II — Анабарская, III — Енисейская, IV — Патомская, V — Алданская, VI — Становая, VII — Байкальская, VIII — Восточно-Сибирская артезианская область; артезианские бассейны: I — Хатангский, 2 — Тунгусский, 3 — Котуйский, 4 — Оленекский, 5 — Якутский, 6 — Ангара-Ленский.

Имеются основания предполагать, что и в северной части Тунгусского бассейна (район Путорана) она может достигать нескольких сотен метров. В восточной части Тунгусского бассейна отсутствуют не только пресные, но и соленые воды. Под многолетнемерзлыми породами здесь залегают крепкие и весьма крепкие рассолы ( $V_{до 350}$ ). В зонах крупных новейших разломов, приуроченных к долинам рек, выделен гидрогеохимический пояс  $ГВ_{до 350}$ . Большая пестрота минерализации (10—350 г/кг) в верхней части этого пояса является следствием современной разгрузки хлоридных рассолов из нижнего этажа в верхний. Подземные воды Восточно-Сибирской артезианской области содержат растворенные газы преимущественно азотно-метанового и метанового состава. В южных и юго-западных частях области, где в нижнем этаже господствуют крепкие и весьма крепкие рассолы с метановыми газами нефтяного типа, довольно часто встречается сероводород до 2 г/кг и более. Эти рассолы обогащены калием (до 15 г/кг), стронцием (до 3—7 г/кг), бромом (до 5 г/кг) и различными металлами.

Сведения о подземных водах нижнего этажа складчатых гидрогеологических областей немногочисленны. В рассматриваемых складчатых областях преобладают гидрогеологические структуры типа массивов и адмассивов с трещинно-жильными скоплениями подземных вод. Имеющиеся фактические данные позволяют выделить в пределах массивов Енисейской, Алданской и Становой областей зону пресных вод ( $A_{до 1}$ ). В отдельных районах Алданского щита вскрыты хлоридные соленые воды. К зонам крупных новейших разломов в Алданской области приурочены азотные холодные и термальные воды. Азотные термы имеют минерализацию в основном до 0,5 г/кг, по составу они обычно сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные натриевые. Температура вод источников достигает 80 °С. Также известны источники углекислых вод гидрокарбонатного состава с минерализацией до 8 г/кг и температурой 20 °С (район хр. Удокан). В массивах Анабарской области под многолетнемерзлыми породами по предположению выделен гидрогеохимический пояс пресных, соленых и слабосолевых вод ( $ABV_{70}$ ). В артезианских и адартезианских бассейнах, имеющих подчиненное значение, в рассматриваемых складчатых областях развиты в основном пресные и слабосоленые, реже соленые воды.

## ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Комплексный анализ геологических исследований и металлогении Восточной Сибири позволил наметить ряд геолого-экономических районов (рис. 75), в пределах которых, на базе выявленных месторождений и имеющейся инфраструктуры, могут расширяться известные и создаваться новые центры горнорудной промышленности. Далее охарактеризованы главнейшие геолого-экономические районы.

1. В Игарско-Норильском геолого-экономическом районе выделяются металлогенические зоны и рудные районы с уникальными месторождениями Норильск I, Талнахским и Октябрьским, содержащими более половины запасов Ni, Cu, Co, платиноидов России, обеспечивая ее потребности на 70 %, включая экспорт. Минерально-сырьевая база РАО «Норильский никель» обеспечена до 2050 г. Имеются научно-обоснованные перспективы расширения сырьевой базы этих металлов в пределах Норильско-Хараслахской, Имандинской и Курейско-Северореченской рудных зон за счет сульфидного Pt—Cu—Ni-оруденения [Металлогеническая..., 1987].

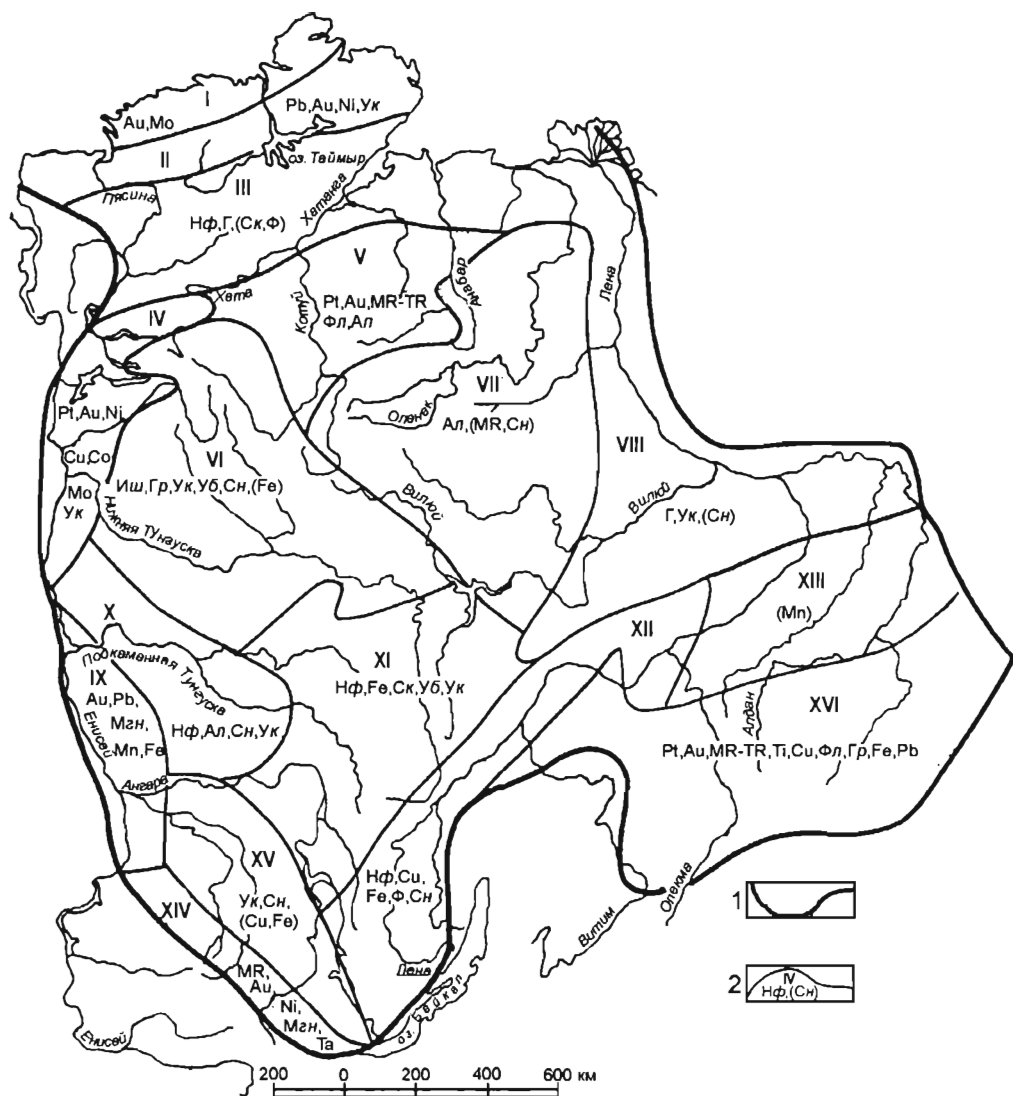


Рис. 75. Схема геолого-экономического районирования Сибирской платформы и Таймыра (сост. Н. С. Малич, Е. В. Туганова).

1 — Восточно-Сибирская горно-экономическая провинция; 2 — границы горно-экономических регионов, их номер и ведущие полезные ископаемые (потенциальные): I — Карский Au, Mo; II — Быррангский Pt, Au, Ni, U; III — Енисей-Хатангский Hf, G (Ck, F); IV — Норильско-Игарский Pt, Au, Ni, Cu, Co, Mo, U; V — Маймеча-Котуйский Pt, Au, MR — TR, Fl, Al; VI — Тунгусский Иш, G, U, Yb, Sn (Fe); VII — Якутский Al (MR, Sn); VIII — Вилюйский G, U, (Sn); IX — Енисейский Au, Pb, Mn, Mg, Fe; X — Подкаменная Тунгуска Hf, Al, Sn, U; XI — Ангарский Hf, Fe, Ck, Yb, U; XII — Верхленский Hf, Cu, Fe, F, Sn; XIII — Амгинский (Mn); XIV — Восточно-Саянский MR, Au, Ni, Mg, Ta; XV — Присянский U, Sn (Cu, Fe); XVI — Татомско-Улданский Pt, Au, MR — TR, Ti, Cu, Fl, G, Fe, Pb;



В последние годы выявлены малосульфидные платиноидные месторождения, приуроченные к верхним пегматоидным горизонтам интрузивов талнахско-норильского типа, с которыми (в нижней их части) связаны богатые сульфидные  $\text{Cu-Ni}$  (с МПГ)-руды. Также частично разведаны техногенные месторождения платины и палладия, связанные с хвостохранилищами в Норильском районе, ресурсы которых оцениваются в сотни тонн МПГ. В регионе значительны запасы углей и графита. Балансовые запасы углей в Норильском районе составляют 2126 млн т. Прогнозные запасы графита оцениваются в 225 млн т. Открыты стратиформные медные руды (Гравийское, Сухарихинское месторождения). Выявлено перспективное редкометальное ( $\text{Nb, Zn}$ ) оруденение в Игарском районе. Реальны прогнозы открытия месторождений железа (реки Макус, Ветка, Хантайка, Куломбе, Курейка и др.), бора (Авамская зона), солей (девонский солеродный бассейн), а также самородной меди (Арылахская площадь), молибдена (Болгохтохское медно-порфировое месторождение), фосфоритов и др.

На левобережье р. Енисей имеются разведанные месторождения нефти и газа. В регионе расположены г. Норильск, поселки Снежногорск, Кайеркан, Талнах, порты Дудинка и Игарка, действует железная дорога Норильск—Дудинка. Энергию дают Усть-Хантайская и Курейская ГЭС и Норильская ТЭЦ. Действует газопровод Мессояха—Норильск.

2. Маймеч-Котуйский геолого-экономический район включает частично разведанные месторождения апатит-магнетитовых руд, флогопита, ювелирного хризолита, проявления алюминия (в нефелине), редких металлов, редких земель, связанных с ийолит-карбонатитовой формацией. В Гулинском рудном районе выявлены крупнейшие в мире (после Витватерсранда) иридево-осмиевые россыпи, а также россыпи золота с промышленными содержаниями благородных металлов. Имеются перспективы выявления последних в дунитах и хромититах клинопироксенит-дунитовой формации. Намечается открытие аналогичных коренных и россыпных месторождений платины, осмия и иридия в Бор-Урахском, Кугдинском и других рудных районах Маймеч-Котуйского региона, где развиты дуниты. К северо-востоку от региона в Попигайской котловине расположены уникальные месторождения технических алмазов (Ударное, Скальное) и Догойская россыпь.

Реальны перспективы открытия новых месторождений перечисленных типов минерального сырья, а также титаномagnetита (Гули, Кугда, Бор-Урах) и алюминия в нефелине (Одихинча, Маган). Имеются перспективы открытия кимберлитовых алмазов (кроме известного Харамайского и Далбыхского полей), а также полиметаллических руд в карбонатных породах. Регион может рассматриваться в перспективе как крупнейшая фосфатная, осмиеносная и алмазоносная база России. Экономическое значение региона усиливается соседством Енисей-Хатангского прогиба, высокоперспективного на нефть и газ. В регионе действует угольный рудник «Каяк», расположен морской порт и поселок Хатанга.

3. Ангара-Ленский геолого-экономический район охватывает Иркутский амфиатр, в котором сосредоточены десятки крупных, частью разведанных магнетитовых месторождений. Из которых три (Коршуновское, Татьянинское и Рудногорское) эксплуатируются. Прогнозные запасы железа в них более 20 млрд т. В Приленском железорудном бассейне гидрогетит-гематитовых оолитовых руд (месторождения Ичерское, Чембаловское, Захаровское) прогнозные запасы железа составляют около 5 млрд т. К этому же региону относятся неисчерпаемые запасы месторождений каменной соли, калийных солей (Непское и др. с запасами сильвиновых солей по категориям  $\text{B} + \text{C}_1$  — 1 744 367 тыс. т), что удовлетворит потребности России и экспорт в Тихоокеанский регион. В регионе располагаются Иркутский, Канский, Абанский

(и часть Тунгусского) бассейны каменных углей, ильменитовые россыпи (месторождение Тулунское) и др. Научно обоснованы перспективы открытия новых железорудных месторождений, стратиформных руд меди и полиметаллов, фосфоритов, калийных солей, угля, нефти, исландского шпата и алмазов.

В южной части района на границе его с Гутарским выступом намечается новый потенциально платиноносный и никелево-меденосный Канский район, где выявлен крупный ультрамафит-мафитовый Кингашский массив раннего протерозоя с содержанием во вкрапленных сульфидных рудах никеля 0,9, меди 0,5, МПГ — 3 г/т с прогнозными ресурсами никеля 200 млн т.

В районе расположены крупные города — Иркутск, Ангарск, Братск и др., Иркутская, Братская, Богучанская, Усть-Илимская ГЭС и многочисленные ТЭЦ, железные и шоссейные дороги, судоходные реки Лена, Ангара, Нижняя Тунгуска, Илим и др., нефтеперерабатывающие, алюминиевые, лесопромышленные, целлюлозные и другие комбинаты, составляющие экономическую инфраструктуру региона.

4. Западно-Якутский геолого-экономический район охватывает Якутскую алмазоносную провинцию с крупнейшими в мире (находятся в первой десятке) месторождениями алмазов в кимберлитах (Мир, Удачное, Айхал, Интернациональное и др.) и в россыпях (Эбеях и др.). Весьма перспективны недавно выявленные трубки «Ботуобинская» и «Нюрбинская», расположенные в новом Накынском поле. Всего в регионе выявлено более 800 кимберлитовых и кимберлитоподобных тел преимущественно среднепалеозойского и мезозойского возраста. Промышленно-алмазоносные кимберлиты относятся к среднему палеозою. Около 5 % алмазов заключены в россыпях. Наиболее ценной является уникальная по размерам Эбеляхская россыпь (бассейн р. Анабар), которая начала разрабатываться. Эпохи россыпной алмазоносности связаны с разрушением и переотложением материала алмазоносных кимберлитов в базальные горизонты трансгрессивных стадий позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Наиболее значительные россыпи, образовавшиеся в результате разрушения среднепалеозойских кимберлитов и промежуточных коллекторов каменноугольного, пермского и юрского возраста, связаны с кайнозойским этапом. Открытия новых алмазоносных районов следует ожидать в пределах Вилюйско-Мархинской и Далдыно-Муйской зон, на Турамском поднятии (бассейн р. Подкаменная Тунгуска), расположенном на продолжении разломов Вилюйско-Мархинской зоны к юго-западу, а также на западном продолжении Кютюнгдинского грабена в Оленекском районе, где уже выявлены среднепалеозойские кимберлиты наряду с мезозойскими.

Реально выделение Уджинского горнорудного района, где в крупных (до 350 км<sup>2</sup>) массивах ийолит-карбонатитовой формации (Богдо, Томтор) содержатся большие запасы алюминия в нефелиновых сиенитах и породах ювит-уртитовой серии, крупные запасы фосфатного сырья в франколитах массива Томтор, достигающие 547,5 млн т. С переотложенными корами выветривания того же массива связано уникальное месторождение редких металлов и редких земель, содержащее до 5 % ниобия, 10 % редких земель и 0,6 % иттрия.

В регионе выявлен Кемпендяйский горнорудный район с неисчерпаемыми запасами цеолитов (месторождения Хонгуруу, Сорок, Улахан-Уооттаах), достигающими более 75 млн т.

Имеются перспективы обнаружения месторождений угля, нефти, горючих сланцев, фосфоритов, железа, свинца и цинка. Район таежно-тундровый. Населенные пункты — Мирный, Айхал, Чернышевск, Слюдякар, Оленек и др. Дорог (железнодорожных и шоссейных) практически нет, судоходные реки, кроме р. Лена (на крайнем востоке), также отсутствуют. Основное средство сообщения — авиация.

5. В Таймырском геолого-экономическом районе промышленная ценность установлена для месторождений углей Западного Таймыра, приуроченных к терригенным угленосным отложениям позднего палеозоя. Из металлических полезных ископаемых наиболее важны коренные и россыпные месторождения и проявления золота, сосредоточенные на севере Таймырского полуострова, в Карской провинции, совпадающей с докембрийскими структурами одноименного сводового поднятия. Золоторудные формации представлены штокверковыми жильными полями золото-кварцевой и сульфидно-золото-кварцевой формаций, в меньшей степени золото-колчеданно-черносланцевой и золото-ртутной. Наибольший интерес представляют коренные полигенные и полихронные месторождения, когда на черносланцевые формации протерозоя накладывается позднепалеозойский гранитоидный магматизм, связанный с эпохой активизации (при ведущей роли сульфидной золото-кварцевой формации). Например, в Шренк-Фаддеевской зоне установлена площадь окварцевания мощностью до 800 м и протяженностью до 10 км, где содержания золота достигают 30—50 г/т. Предполагается, что суммарные ресурсы могут достигать сотен тонн. Важен также золото-ртутный формационный тип (центральная часть Карской провинции), образующий штокверки с содержанием золота от 1 до 50 г/т (среднее 6—8 г/т). Прогнозные ресурсы этого типа формации оценены до глубины 200 м в несколько десятков тонн. Погребенные, аллювиальные и морские россыпепроявления развиты на площадях, совпадающих с коренными проявлениями. Существенна золотоносность в мезозойских отложениях, являющихся основными промежуточными коллекторами формирования современных морских (прибрежно-морских) и аллювиальных россыпных месторождений золота с промышленными запасами, установленными на п-ове Челюскин (реки Унга, Кунар, Серебрянка и др.).

По геологическим предпосылкам, наличию большого количества проявлений золота (с высокими содержаниями и широким развитием) Карская провинция близка к ряду важнейших золотоносных районов мира. Потенциал ее оценивается в первые тысячи тонн золота. Наряду с перечисленными типами золотого оруденения в Карской провинции имеются высокие перспективы выявления следующих формаций: медно-молибден-порфировой в связи с позднепалеозойскими гранитоидами, медно-колчеданной и полиметаллической колчеданной в связи с протерозойскими вулканитами, медно-мышьяково-колчеданной (с баритом и сидеритом), ассоциирующей с раннепротерозойскими вулканитами, бериллиево-олово-вольфрамовой грейзеновой и пегматитовой в ассоциации с гранитоидами позднего протерозоя.

В южной части Таймырского геолого-экономического района (горы Бырранга) наибольший интерес представляют платиноидно-медно-никелевое оруденение, ассоциирующее с ультрамафит-мафитовыми интрузиями (боотанкагского, бинюдинского, дюмталейского и других типов), а также частично разведанные небольшие месторождения серебро-свинцово-цинковых руд, проявления медно-молибденовых (порфировых) руд, редкометалльно-редкоземельное (с ураном и торием) и мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение, связанное с позднемезозойской активизацией. Из неметаллических полезных ископаемых на Таймыре присутствуют проявления флюорита, барита (в ассоциации с редкоземельным оруденением), а также частично разведанные месторождения мусковита (Бирулинское поле и др.) и месторождения графита и термоантрацита (гора Сэрэген) с прогнозными ресурсами каждого вида сырья до 300 млн т.

Район расположен на крайнем севере (72—76-й параллели). Населенных пунктов почти нет, кроме порта Диксон на западе и пос. Тарей в центральной части полуострова. Дороги и судоходные реки отсутствуют, за исключением р. Енисей на западе. Основной вид сообщения — авиация.

6. В Патомско-Алданском геолого-экономическом районе по двенадцати видам минерального сырья имеются месторождения федерального и мирового значения. По топливно-энергетическому сырью — каменноугольные (Нерюнгринское, Эльгинское) и урановые (Лунное). По рудному сырью — платино-рудные (Кондерское, Инаглинское), золоторудные (Куронахское, Рябиновое, Бамское), редкоземельно-редкометаллнорудные (Катугинское, Арбарастахское, Ингилийское), железорудные (Тарыннахское, Таежное), ванадий-титан-железорудные (Чинейское), титанорудные (Сеймское), меднорудные (Удоканское). По нерудному сырью — флогопитовые (Эмельджанское, Оюмракское, Каталахское), графитовое (Левонимгирканское), кварц-хрустальные (Пять пальцев, Курумканское), апатитовые (Селигдарское, Гаюмское). Имеются два месторождения редких самоцветов и поделочных камней — хромдиопсида (Инагли), чароита (Сиреневый Камень).

Разработке месторождений могут способствовать железные дороги (БАМ, Тында—Томмот, проектируемая магистраль Тында—Токо), водные артерии (Витим, Лена, Алдан—Мая). Энергообеспеченность (Зейская и Мараканская ГЭС, местные ТЭЦ) может оказаться недостаточной. Людские ресурсы и сельскохозяйственное производство крайне ограничены, города и поселки расположены неравномерно (Мама, Бодайбо, Алдан, Нерюнгри, Тында, Зея).

7. Енисейский геолого-экономический район с наличием на его территории крупных по запасам месторождений золота, железа, талька, магнезита и марганца в географо-экономическом отношении является весьма перспективным для создания и развития эффективной промышленной инфраструктуры, обуславливающей добычу и переработку перечисленных ископаемых.

Площади размещения крупных месторождений (Горевское, Порожинское, Нижнеангарское, Удоронгское и др.) располагаются вблизи крупных транспортных систем рек Енисей и Ангара, что значительно повышает эффективность перевозки руд или их концентратов.

На территории Енисейского края на протяжении нескольких десятков лет функционирует несколько крупных горно-обогатительных комбинатов (Советский, Олимпиадинский, Чиримбинский, Горевский) и горнодобывающих предприятий (Вангашское, Горевское), направленных на добычу и обогащение руд лишь золота, свинца и цинка. В будущем эти предприятия могут послужить основой для развития горнодобывающей промышленности более широкого спектра. В частности, железные руды ряда месторождений Нижнеангарской металлогенической зоны и марганцевые окисные руды Порожинского крупного месторождения можно доставлять с реальными по стоимости транспортными затратами в Ново-Кузнецкий или Кемеровский горно-металлургические комбинаты для выплавки черных металлов со сравнительно пониженной стоимостью по сравнению с отправкой руд на Уральские комбинаты.

В регионе расположен районный город — Енисейск. Железные и шоссейные дороги отсутствуют. Имеются судоходные реки (Енисей и Ангара).

Таким образом, Енисейский район с комплексом крупных месторождений полезных ископаемых в горно-экономическом отношении является основой для развития горнопромышленной и металлургической базы Востока России.

# **ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

---

## **ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ**

В основу определения потенциальной экологической опасности от геологических комплексов лег экологический анализ Карты геохимической специализации структурно-формационных комплексов России масштаба 1 : 5 000 000 [Певзнер, 1996] и других карт Атласа эколого-геологических и эколого-геохимических карт.

Основы экологической безопасности изложены в работе «Экологическая безопасность на пороге XXI века» [Певзнер, 1999].

Изменение геохимических составляющих приводит к нарушению геохимических барьеров и типов ассоциаций элементов. В результате в пределах литосферы нарушается обмен веществ, усиливается эрозионная деятельность подземных вод, а в активный круговорот вовлекаются такие элементы-токсиканты, как As, Sb, Cd, Pb и др. Сопряженные (геологические, геохимические, биологические) процессы ведут к изменению системы в целом и образованию неравновесных по отношению к окружающей среде обстановок. На этом основан анализ эколого-геологической обстановки на данной территории.

Эколого-геологическая характеристика базируется на представлениях о токсичности отдельных химических элементов и их групп, о классах (уровнях) токсичности. Для интегральной оценки, кроме общегеологических и геохимических факторов, использованы приведенные ниже гидрогеохимические и радиогеохимические факторы.

## **ЭКОЛОГО-ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ**

Качество подземных вод территории в экологическом отношении неравноценно в разных районах и геологических структурах и зависит как от природных (естественных) факторов, так и от степени их техногенного загрязнения. В пределах Сибирской платформы и щитов установлены районы (или участки) с наличием некондиционных подземных вод, в которых содержания целого ряда компонентов естественного и техногенного происхождения превышают предельно допустимые концентрации (ПДК) для вод хозяйственно-питьевого предназначения. К первым относятся районы с подземными водами верхних водоносных горизонтов, имеющими повышенную (более 1 г/л) минерализацию, а также с содержаниями сульфат-иона (более 500 мг/л) и (или) хлор-иона (более 350 мг/л). Такие воды формируются в условиях близповерхностного залегания сульфатонесущих или галогенных пород и их выщелачивания (южные части Сибирской платформы). В условиях поверхностной и близповерхностной разгрузки по зонам разломов соленых и рассольных вод нижних горизонтов и смешения их с водами верхних формируются воды пестрой

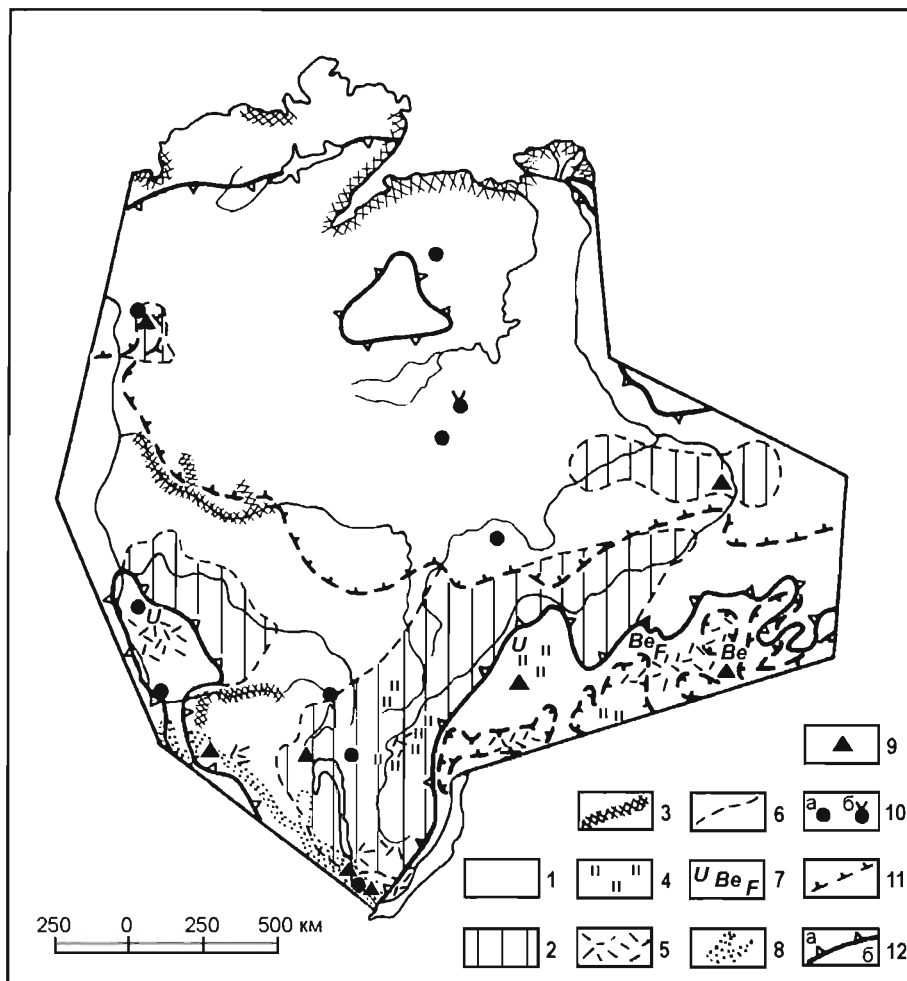


Рис. 76. Схема эколого-гидрогеохимического районирования Восточной Сибири (сост. С. Н. Суриков, М. А. Чуйко).

1—5 — районы развития подземных вод верхних водоносных горизонтов в ненарушенных (естественных) условиях: 1 — с удовлетворительным качеством подземных вод, пригодных для хозяйственно-питьевого водоснабжения, 2—5 — с неудовлетворительным качеством подземных вод с содержаниями, превышающими ПДК для питьевых вод (2 — сульфат- и хлор-ионов, 3 — хлор-иона, 4 — железа, 5 — радона); 6 — границы районов; 7 — потенциально опасные участки с наличием в подземных водах вредных и токсичных элементов в содержаниях, превышающих ПДК (химический индекс на схеме соответствует установленному на данном участке типу естественного загрязнения); 8—10 — районы (или участки) локального техногенного загрязнения подземных вод под влиянием: 8 — интенсивной сельскохозяйственной деятельности (органоминеральное загрязнение), 9 — крупных селитебно-промышленных центров (минеральное, органическое, бактериальное загрязнение), 10 — интенсивной разработки месторождений полезных ископаемых, а также горно-обогатительных предприятий (а — минеральное, б — местами радиоактивное загрязнение); 11 — граница распространения сплошной многолетней мерзлоты с преобладанием ультрапресных (до 0,1 г/л) надмерзлотных вод деятельного слоя и редких таликов; 12 — граница основных гидрогеологических структур: а — артезианских (осадочных) бассейнов, б — гидрогеологических складчатых областей и массивов.

минерализации (1—10 г/л и более) хлоридного состава (долины Нижней Тунгуски, Подкаменной Тунгуски, Ангары, верхнего течения Лены и др.). Хлоридное загрязнение отмечается также в северных и прибрежно-морских зонах. В центральной Якутии выделяется район с водами пестрого состава и минерализацией до 10 г/л, сформировавшихся в условиях континентального засоления. Кроме того, в верхних водоносных горизонтах на юге платформы и Алданского щита часто отмечаются повышенные содержания железа и радона. Все эти районы неблагоприятны с точки зрения использования подземных вод для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Повышенные концентрации F, U, Be и некоторых других элементов разного класса опасности в естественных условиях установлены в подземных водах на локальных участках в зонах окисления рудных месторождений (Алданский щит, Енисейский кряж и др.). Такие участки являются потенциально опасными (рис. 76).

Разно- и многокомпонентному техногенному загрязнению подвержены подземные воды на участках разработки месторождений полезных ископаемых (Норильское, Коршуновское, Нерюнгринское, трубки «Мир», «Удачная», «Айхал» и др.), на территории горно-обогатительных предприятий и в зонах влияния крупных селитрно-промышленных центров (Иркутск, Норильск, Братск, Шелехов и др.). Такие участки часто характеризуются полигенным и многокомпонентным загрязнением подземных вод. Здесь происходит, часто одновременно, минеральное (различные металлы, фтор, соединения серы и др.), органическое (нефтепродукты, фенолы, цианиды, серо- и хлорсодержащие соединения), бактериальное (болезнетворные организмы) и местами радиоактивное загрязнение подземных вод. На юге платформы в районах сельскохозяйственного освоения для подземных вод первых от поверхности водоносных горизонтов характерно органоминеральное загрязнение (пестициды, K, P, Cl, соединения азота и др.).

Значительное влияние на степень защищенности подземных вод от техногенного загрязнения оказывает наличие многолетней мерзлоты и характера ее распространения (сплошное, прерывистое, островное). Надмерзлотные воды деятельного слоя и таликов являются незащищенными, а подмерзлотные обычно хорошо защищены от техногенного загрязнения. Усугубляется процесс загрязнения подземных вод на участках развития карста, способствующего проникновению загрязненных вод в более глубокие водоносные горизонты.

## РАДИОЭКОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Вследствие обширности территории и ее геологической гетерогенности выявлена резкая радиогеохимическая неоднородность как разных блоков кристаллического основания, так и плитных комплексов от V до Kz. Региональный кларк U составляет 1,2 г/т при среднем содержании Th, равном 6,5 г/т. Однако именно здесь находится самая масштабная радиоактивная аномалия России в вулканитах аkitканского комплекса (PR<sub>1</sub>) и гранитах Байкальского мегаблока, занимающая площадь более 80 тыс. км<sup>2</sup>. Кроме того, 10 % площади занимают радиогеохимические специализированные формации, включающие в себя горизонты и прослои пород с содержанием урана 30—150 г/т и более. Резкая неоднородность провинции подтверждается и данными аэрогаммасъемки. Так, при общем спокойном фоне радиоактивных элементов (U 0,5—2, Th 2—8 г/т и K — 0,5—2,5 %) на юге и юго-западе региона выделяются аномалии, превышающие фоновые в 2—10 раз.

Урановые и урансодержащие месторождения не пользуются широким распространением. В то же время выявлено более 20 тыс. радиометрических аномалий, в том числе сотни аномалий и рудопроявлений от 200 до 1500 мкР/час. Большинство из них приурочено к Алданскому щиту, Байкальскому мегаблоку и Енисейскому кряжу. Урановые месторождения представлены крупными объектами Алданского рудного района (восемь месторождений с бедными рудами) и уникальными комплексными урансодержащими месторождениями Томтор и Белозиминское, приуроченными к массивам щелочноосновных пород.

Многолетние работы привели к созданию на поверхности земли залежей радиоактивных отвалов. Объем горнорудной массы по месторождениям Центрального Алданского района составляет 421 700 м<sup>3</sup> общим весом 1 011 507 т и суммарной активностью 62 308 Кюри. В настоящее время источниками радиоактивного загрязнения являются отвалы Мурунского рудного поля и монацитовые россыпи.

В южной и юго-западной частях региона ведется изучение концентрации радона в населенных пунктах. В 25 % обследованных объектов отмечено существенное превышение радона над допустимыми нормами в 10 раз и выше. В этих же районах отмечаются повышенные содержания радона в источниках минерализованных вод.

Техногенное загрязнение не оказывает существенного влияния на радиоэкогеологическое районирование территории. В основном оно связано с подземными ядерными взрывами (12 взрывов с 1974 по 1987 гг.), два из которых признаны аварийными и сопровождалось выбросом радионуклидов в атмосферу. Максимальное загрязнение превышало фоновое в 300 раз. В южных районах фиксируются радиоактивные следы от ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне.

Существует и проблема искусственных источников радиации. Только в Республике Саха по состоянию на 01.01.93 было зарегистрировано 3 570 изотопных источников суммарной активностью 665 743 Ки—Дж, основная масса которых приурочена к городам, метеостанциям и маякам.

Анализ приведенных материалов показывает, что 55 % территории являются практически безопасными; 19 % — с наличием объектов в геологической среде, аномальных по естественной радиоактивности, но непосредственно не влияющих на радиационную обстановку на поверхности. К последним относятся районы развития горючих сланцев, фосфоритов, отдельных аномалий. 21 % территории — районы с наличием природных и техногенных объектов, месторождений и проявлений урана (Енисейский кряж, часть Алданского щита, Ангара-Тасеевский мегаблок). И, наконец, 5 % — районы с наличием природных и техногенных источников радиоэкологического загрязнения окружающей среды, обусловивших напряженную радиационную обстановку на поверхности (Байкальский мегаблок, Березовский прогиб, Центральный Алдан).

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Различные геологические образования являются постоянными поставщиками в окружающую среду элементов-токсикантов. Так, широко распространенные в регионе угленосные формации Р—С содержат обширный набор элементов-токсикантов: Hg, Be, As, Ni, W, V, Ge, Zn, Pb [Введение..., 1997]. Не менее опасны куонамские сланцы (Mo, V, Se, Th, U, Cu, Zn, Pb), скарново-магнетитовые образования (Bi, Cu, Mo). Метаморфиты олекминской серии приносят в окружающую



среду такие токсичные элементы, как Be, Mo, Cu. Троговые комплексы верхнего архея—нижнего протерозоя добавляют в современные ландшафты подвижный Bi. В южной части Сибирской платформы, где преобладают карбонатные, сульфатно-карбонатные и соленосные комплексы раннего палеозоя, доминирует ассоциация с заметным вкладом следующих токсикантов: Sb, Cd, Pb, Cu, Sn, Li, а на юге Иркутского амфитеатра — Mo, Pb, Sn, Cu, Zn. Юрские и меловые (в том числе угленосные комплексы) поставляют ландшафтам Bi, Se, Pb. Разрезы терригенно-карбонатных комплексов палеозоя Тунгусской синеклизы снабжают окружающую среду Be, Cd, Cu, Ge. В центральной и северо-восточной части платформы заметная роль принадлежит Sn, Pb, Cu, Li, Ni, Co, V, Bi, Hg, Mo.

Весьма ощутимо влияние на экологическую обстановку прозрачных геохимических зон. Так, Северная шовная зона привносит в окружающий мир группу таких элементов-токсикантов, как As, Hg, Cu, Ni, Дюпкунская зона — Cu, Ni, Co, Cd, а Южно-Тунгусская зона — As, Ni, Cu.

Для мезозойских комплексов Таймыра характерны высокие концентрации Cu, V, Mn, P, Co, Mo, Ge. Карбонатно-терригенные образования Центрального Таймыра привносят в окружающую среду Cd, Pb, Cu, Mo, Li. В геологических формациях, слагающих восточную часть Таймыра, заметное место занимает Se.

Следует обратить внимание на поведение отдельных элементов-токсикантов. Так, Pb в пределах платформы легко выщелачивается из горных пород. Этот элемент накапливается в глинистых продуктах выветривания и гидроксидах железа. В районе месторождений и проявлений полиметаллов содержание Pb в воде превышает ПДК в 4 раза. Cd на платформе концентрируется в пестроцветах, углях, фосфоритах. Его скопления известны в галогенных и сульфатоносных образованиях. Основным источником его поступления в поверхностных образованиях на Сибирской платформе эндогенный, гидротермальный.

Очень активным мигрантом на платформе является As, концентрирующийся в зоне окисления. Se обычно обогащены эффузивно-осадочные породы, глины, карбонаты и гидроксиды железа. Угли и фосфориты обогащают поверхность платформы Be. Бокситы, угли, битуминозные образования и черные сланцы обогащают окружающую среду Mo. Последний в гипергенезе обладает высокой подвижностью.

Техногенное воздействие в центральных и северных районах носит локальный характер. Исключение составляет Норильский район, где техногенное воздействие резко ускорило природные процессы и превратилось в реальный геологический фактор.

На Таймыре антропогенное влияние невелико. В южных районах (в том числе на Алданском щите) техногенное воздействие связано с разработкой месторождений полезных ископаемых, что приводит к концентрации S и многих элементов-токсикантов в почвах и поверхностных водах.

# ОХРАНЯЕМЫЕ И ПРЕДЛАГАЕМЫЕ К ОХРАНЕ ОБЪЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ

---

## КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ

По закону РФ «О недрах» (1995) к объектам геологического наследия (ОГН) отнесены редкие геологические обнажения, минералогические образования, палеонтологические объекты и другие участки недр, представляющие особую научную или культурную ценность и нуждающиеся в сохранении.

Самостоятельного юридического статуса ОГН в настоящее время не имеют, однако они могут входить в состав следующих видов особо охраняемых природных территорий (ООПТ): государственных природных заповедников, национальных парков, природных парков, природных заказников, памятников природы, лечебно-оздоровительных местностей и курортов. Согласно существующему законодательству ООПТ могут иметь федеральное, региональное и местное значение. В законодательстве РФ нет термина «Объекты всемирного значения», этот термин является международным. Наряду с этим, ОГН могут входить и в состав охраняемых территорий объектов исторического и культурного наследия, а именно: а) историко-культурных заповедников и музейных комплексов, б) памятников археологии.

Для выявления объекта в качестве ОГН достаточно проявления на нем хотя бы одного из приведенных критериев:

1. Наилучшая выраженность и информативность геологического явления или процесса, а также возможность использования ОГН в качестве эталона;
2. Уникальность или редкость геологического явления;
3. Георазнообразие;
4. Масштабность явления;
5. Экстремальность возраста;
6. Активное протекание современных геологических процессов;
7. Приоритетность.

Из 16 типов геологического наследия 9 типов проявлены на рассматриваемой территории: 1) палеонтологический, 2) стратиграфический, 3) рудно-лито-петрологический, 4) минералогический, 5) структурно-геологический, 6) космогенный, 7) геоморфологический, 8) палеогеографический, 9) гидрогеологический. На реальных ОГН обычно проявляются несколько типов геологического наследия.

После названия объекта в скобках указан его статус и номер на карте (рис. 77). При этом для обозначения статуса введены следующие сокращения: В — всемирный официальный; Во — всемирный предлагаемый; Ф — федеральный официальный; Фо — федеральный предлагаемый; Р — региональный официальный. Номера на карте даны по поясам в последовательности с севера на юг и с запада на восток.

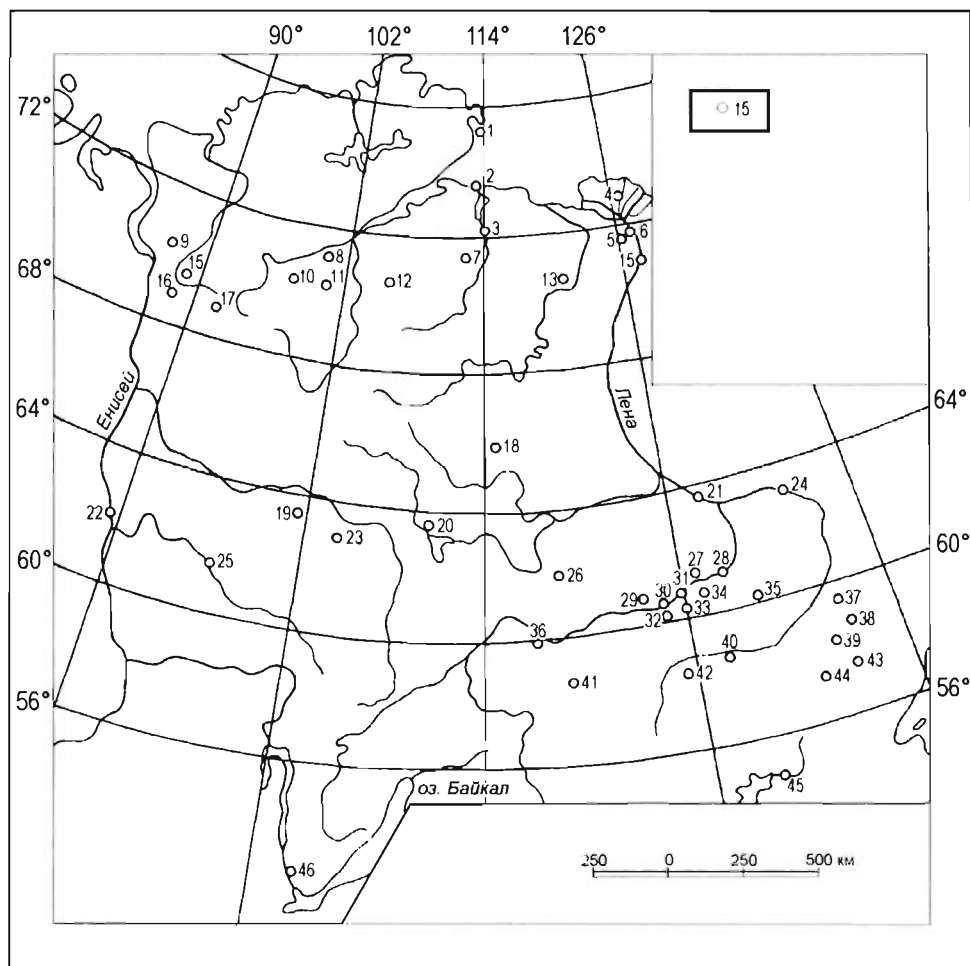


Рис. 77. Схема расположения охраняемых и предлагаемых к охране объектов геологического наследия (сост. М. С. Вдовец).

Цифрами обозначены местонахождения объектов геологического наследия и их номера.

## 1. ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП ОГН

1.1. Местонахождение вендской бесскелетной фауны Оленекского поднятия (Во ОГН, № 5\*). Республика Саха (Якутия), р. Хорбусуонка, ниже руч. Анабыл. Единственное в мире местонахождение вендской бесскелетной фауны в карбонатных породах; встречаются также микрофоссилии, строматолиты, вендотенидиевая флора. Особое значение для стратиграфии имеет сочетание остатков *Metazoa* и микрофоссилий [Вендская..., 1985].

\* Здесь и далее номера объектов на рис. 77.

1.2. Опорный разрез среднего миоцена и плейстоцена Мамонтова гора (Во ОГН, № 24). Республика Саха (Якутия), левый берег р. Алдан в 25 км выше устья р. Татта. Разрез с большим разнообразием растительных остатков (150 видов) смешанного характера (теплолюбивых и холодостойких), пригодных для целей корреляции и палеогеографических реконструкций. Одно из наиболее богатых и хорошо изученных местонахождений флоры неогена Евразии. Среднеплейстоценовые отложения характеризуются обилием костей млекопитающих. Разрез может служить эталоном для обоснования стратиграфии континентальных отложений среднего миоцена и плейстоцена территории Сибири и Северо-Востока России [Местонахождения..., 1994].

1.3. Местонахождение юрской континентальной биоты Усть-Балей (Во ОГН, № 46). Усть-Ордынский Бурятский АО, правый берег р. Ангара ниже устья р. Балей. Классическое местонахождение, содержащее обильные остатки насекомых, пресноводных моллюсков, ракообразных, рыб и листовую флору прекрасной сохранности. Известно с XIX в. [Юрские..., 1985].

1.4. Опорный разрез нижне-среднеюрских отложений в низовьях р. Анабар (см. 2.4).

1.5. Местонахождение поздне меловых насекомых Янтардах (Фо ОГП, № 8). Таймырский (Долгано-Ненецкий) АО, правый берег р. Маймеча в 3 км выше ее устья. Наиболее крупное местонахождение насекомоносных смол России, в глинистой части разреза — листовая флора и морская фауна (В. В. Жерихин, 1978).

1.6. Местонахождение поздне меловых насекомых Нижняя Агапа (Фо ОГН, № 9). Таймырский (Долгано-Ненецкий) АО, правый берег р. Нижняя Агапа. Наиболее богатое в России местонахождение насекомоносных смол первой половины позднего мела (В. В. Жерихин, 1978).

1.7. Опорные разрезы верхней юры и нижнего мела на р. Боярка (Фо ОГН, № 10). Таймырский (Долгано-Ненецкий) АО, р. Боярка. Опорные разрезы большинства аммонитовых и бухиевых зон в прибрежно-морских фациях бореальных отложений кимериджа, берриаса, валанжина. Обильны и разнообразны двусторчатые моллюски, аммониты, белемниты, а также микрофоссилии. Отсюда происходят голотипы многих десятков видов и родов разнообразной ископаемой фауны (В. А. Захаров, 1991).

1.8. Местонахождение строматолитов на р. Котуйкан. Таймырский (Долгано-Ненецкий) АО, р. Котуйкан (Фо ОГН, № 12). Полный, практически непрерывный разрез рифейско-вендских отложений, охарактеризованный всеми известными группами строматолитов, причем биогенные постройки достигают 6--7 м, характерны знаки ряби, трещины усыхания (В. А. Комар, 1996).

1.9. Разрез нижнего кембрия хр. Туора-Сис (см. 2.7).

1.10. Местонахождение пермской флоры Кайеркан (Фо ОГН, № 16). Красноярский край, Норильский р-н, окрестности пос. Кайеркан. Богатое по обилию и разнообразию местонахождение остатков раннепермских растений (доминируют кордаитовые, семенные папоротники и хвощевидные) [Местонахождения..., 1994].

1.11. Местонахождение позднекарбонных насекомых на р. Чуня (Фо ОГН, № 25). Эвенкийский АО, левый берег р. Чуня, в 12 км ниже устья р. Ероба. Богатое захоронение остатков насекомых и листовой флоры хорошей сохранности.

1.12. Стратотип ботомского яруса нижнего кембрия на р. Ботома (см. 2.15).

1.13. Местонахождение микрофоссилий позднего рифея на р. Мая (Фо ОГН, № 39). Республика Саха (Якутия), среднее течение р. Мая, в 25 км ниже пос. Аим. Микрофоссилии, пригодные для межрегиональной корреляции разрезов позднего докембрия благодаря их обилию и таксономическому разнообразию (Т. Н. Герман, 1976).

## 2. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ТИП

- 2.1. Опорный разрез среднего миоцена и плейстоцена Мамонтова гора (см. 1.2).
- 2.2. Стратотип зоны верхнеоленекского подъяруса нижнего триаса на мысе Цветкова (Фо ОГН, № 1). Таймырский (Долгано-Ненецкий) АО, восточное побережье п-ова Таймыр. Стратотип зоны *Olenekites spiniplicatus* (аммоноидеи верхнеоленекского подъяруса) [Геологические..., 1997].
- 2.3. Опорный разрез границы юры и мела п-ова Нордвик (Фо ОГН, № 2). Республика Саха (Якутия), Анабарский залив, п-ов Нордвик. Единственный на севере Евразии непрерывный разрез слоев, переходных между юрой и мелом, в глубоководных фациях бореальной области. Представлена полная последовательность аммонитовых и бухиевых зон. Обнаружена иридиевая аномалия [Геологические..., 1997].
- 2.4. Опорный разрез ниже-среднеюрских отложений в низовьях р. Анабар (Фо ОГН, № 3). Республика Саха (Якутия), низовье р. Анабар, Анабарская губа. Непрерывный разрез, хорошо охарактеризованный аммонитами, белемнитами, двустворчатыми моллюсками, фораминиферами и др. (В. И. Сакс, 1976).
- 2.5. Опорные разрезы верхней юры и нижнего мела на р. Боярке (см. 1.7).
- 2.6. Местонахождение строматолитов на р. Котуйкан (см. 1.8).
- 2.7. Разрез нижнего кембрия хр. Туора-Сис (Фо ОГН, № 14). Республика Саха (Якутия), Булунский р-н, хр. Туора-Сис. Полный непрерывный разрез, охарактеризованный фауной беспозвоночных (археоциаты, хиолиты, брахиоподы, гастроподы, губки, трилобиты) (Б. С. Соколов, 1974).
- 2.8. Стратотипы зон ботомского яруса нижнего кембрия на р. Синяя (Фо ОГН, № 27). Республика Саха (Якутия), правый берег р. Синяя, в 6 км выше устья. Стратотип зон *Bergeroniellus gurarii* и *Bergeroniellus asiaticus* ботомского яруса (трилобиты) (Б. С. Соколов).
- 2.9. Стратотип тойонского яруса нижнего кембрия и его зон на р. Лена (Фо ОГН, № 28). Республика Саха (Якутия), левый берег р. Лена, между пос. Тит-Ары и Еланка. Зоны тойонского яруса: *Bergeroniellus ketemensis*, *Lermontovia grandis*, *Anabaraspis splendens* (трилобиты) (Б. С. Соколов, 1974).
- 2.10. Стратотипы зон атдабанского яруса нижнего кембрия Аччагый-Кыры-Таас (Фо ОГН, № 29). Республика Саха (Якутия), правый берег р. Лена, у устья руч. Ачаагый-Кыры-Таас. Зоны атдабанского яруса: *Jundomia*—*Uktaspis* (трилобиты) и *Porocyathus pinus*, *Nochoroicyathus kokoulini*, *Fansicyathus lermontovae* (археоциаты). [Международный..., 1984].
- 2.11. Стратотипы зон ботомского яруса нижнего кембрия Улахан-Кыры-Гаас (Фо ОГН, № 30). Республика Саха (Якутия), правый берег р. Лена, ниже устья руч. Улахан-Кыры-Гаас. Зоны ботомского яруса: *Bergeroniellus micmaciformis*—*Erhiella* (трилобиты) и *Porocyathus squamosus*—*Botomocyathus zelenovi* (археоциаты). Объект экскурсий 27 МГК [Международный..., 1984].
- 2.12. Стратотип атдабанского яруса нижнего кембрия у пос. Атдабан (Фо ОГН, № 31). Республика Саха (Якутия), правый берег р. Лена, у пос. Атдабан. Стратотип, охарактеризованный богатым комплексом археоциат и трилобитов, а также хиолитов, брахиопод и водорослей [Геологические..., 1997].
- 2.13. Разрез нижекембрийских отложений «Журинский мыс» (Фо ОГН, № 32). Республика Саха (Якутия), правый берег р. Лена, напротив р. Негюрчене. Гипостратотип и лимитотип атдабанского яруса, стратотипы нижеатдабанских зон *Reticoscincus zegebarti*—*Leptosocyathus polyseptus* (археоциаты); *Profallotaspis jakutensis*, *Fallotaspis*, *Pagetiellus anabarus* (трилобиты) [Международный..., 1984].

2.14. Гипостратотип томмотского яруса нижнего кембрия и стратотипы его зон у пос. Исить (Фо ОГН, № 33). Республика Саха (Якутия), правый берег р. Лена, напротив пос. Исить. Стратотип зон *Doxidocyathus regularis*, *Dokidocyathus lenaicus*—*Tumuliolynchus* (археоциаты) [Международный..., 1984].

2.15. Стратотип ботомского яруса нижнего кембрия на р. Ботоме (Фо ОГН, № 34). Республика Саха (Якутия), левый берег р. Ботоме, в 5,5 км ниже устья руч. Кыры-Таас. Стратотип яруса и его нижней границы, охарактеризованный обильными и разнообразными трилобитами (около 35 родов), а также археоциатами, брахиоподами [Геологические..., 1997].

2.16. Стратотип амгинского яруса среднего кембрия на р. Амга (Фо ОГН, № 35). Республика Саха (Якутия), правый берег р. Амга, в 0,6—0,3 км ниже устья руч. Тас-Юрях. Стратотип, охарактеризованный трилобитами [Геологические..., 1997].

2.17. Стратотип майского яруса среднего кембрия и его зон на р. Мая (Фо ОГН, № 37). Республика Саха (Якутия), по р. Мая, от устья р. Юдома до устья р. Мая. Зоны майского яруса: *Anopolenus henrici*—*Centrolepura perforata*, *Anomocarioides limbataeformis* и *Lejopyga laevigata*—*Aldanaspis truncata* (трилобиты) [Геологические..., 1997].

2.18. Лектостратотип зоны амгинского яруса среднего кембрия на р. Юдома (Фо ОГН, № 38). Республика Саха (Якутия), нижнее течение р. Юдома. Лектостратотип зоны *Tomagnostus fissus* (трилобиты) [Геологические..., 1997].

2.19. Стратотип томмотского яруса нижнего кембрия «Дворцы» на р. Алдан (Фо ОГН, № 40). Республика Саха (Якутия), левый берег р. Алдан, в 100 км ниже г. Томмота. Стратотип, охарактеризованный археоциатами, хиолитидами, гастроподами. Позволяет наблюдать смену трех биостратиграфических зон, является эталоном органогенных построек нижнего кембрия [Геологические..., 1997].

### 3. РУДНО-ЛИТО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП

3.1. Самородное железо р. Хунтукун (см. 4.1).

3.2. Алмазоносные трубки бассейна р. Вилюй (см. 4.2).

3.3. Маломурунский фергусит-псевдолейцитсиенитовый массив (Во ОГН, № 41). Республика Саха (Якутия), Олекминский р-н, Чаро-Токкинский водораздел. Расслоенный лополит, обогащенный  $K_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $BaO$ ,  $SrO$  и летучими элементами. Большое разнообразие минералов (более 160), многие из которых редкие — таусонит, наксит. Единственное в мире месторождение чаронта Сиреневый Камень (Н. Д. Евдокимов, 2000; М. П. Орлова, 1987).

3.4. Кимберлитовая грубка «Обнаженная» (Фо ОГН, № 13). Республика Саха (Якутия), правый берег р. Куйока, в 3,5 км от устья. Уникальный объект верхнемантийный, с большим разнообразием глубинных минералов (пироп, шпинель, гранат, оливин и др.) (Геологические памятники..., 1998).

3.5. Талнахский рудный узел (Фо ОГН, № 15). Таймырский (Долгано-Ненецкий) АО, г. Талнах и окрестности. Рудоконтролирующая структура, вмещающая крупнейшее в мире месторождение сульфидных медно-никелевых руд с благородными металлами (Pt, Au, Ir) в расслоенной интрузии оливинит-габбровой формации раннего триаса. Уникальные находки кристаллов айоваита (2,5 см) и сперрилита (4—5 см) (А. А. Глазковский, Г. И. Горбунов, Ф. А. Сысоев, 1978).

3.6. Плато Путорана (Ф ОГН, № 17). Путоранский биосферный заповедник, Красноярский край, Норильский р-н, берега озер Лама, Глубокое, Собачье, Кета, Хантайское, Аян. Обнажение — разрез мощной толщи (до 1000 м) лав и силлов

основных пород нижнего триаса в бортах щелевидных рек и озер протяженностью до 40—180 км (Заповедники Сибири..., 1999; Природное наследие..., 2000).

3.7. Клинопироксенит-дунитовый массив Инагли (Фо ОГН, № 42). Республика Саха (Якутия), верховье р. Инагли. Эталон полиформационного массива. Мощная вермикулитоносная кора выветривания по дунитам, единственное в России месторождение хромдиопсида; богатая минерализация в жилах пегматитов (эвдиалит, апатит, лампрофиллит); россыпи платины и хромита (М. П. Орлова, 1990).

3.8. Клинопироксенит-дунитовый массив Кондер (Фо ОГН, № 43). Хабаровский край, истоки р. Кондер. Эталон полиформационного массива, представляет собой кольцевую интрузию с четко выраженным в рельефе кольцевым хребтом, с которой связаны месторождение платины и редкометалльно-редкоземельная минерализация (Геологические..., 1998).

3.9. Чогарский гранулитовый комплекс (Фо ОГН, № 45). Амурская обл., нижнее течение р. Ток. Петротип чогарского типа глубинных гранулитов с уникальным для России парагенезисом сапфирина с кварцем.

#### 4. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ТИП

4.1. Самородное железо р. Хунгтукун (Во ОГН, № 11). Таймырский (Долгано-Ненецкий) АО, р. Хунгтукун (бассейн р. Хатанга). Крупнейшее в мире уникальное проявление самородного железа в виде вкрапленных и сплошных руд в Хунгтукунской интрузии. Максимальная масса слитка оценивается в 10 т.

4.2. Алмазоносные трубки Далдын-Алаткитского района (Во ОГН, № 18). Республика Саха (Якутия), бассейн р. Вилюй. Множество алмазоносных кимберлитовых трубок («Удачная», «Айхал», «Интернациональная», «Юбилейная» и др.), которые являются уникальными месторождениями мирового значения [Геологические..., 1997].

4.3. Месторождение ахтарандита Чернышевское (Во ОГН, № 20). Республика Саха (Якутия), берег Вилюйского водохранилища у пос. Чернышевский. Единственное в мире местонахождение ахтарандита, место первой находки гроссуляра, проявление крупнокристаллического виллюита (А. Г. Жабин, 1994).

4.4. Маломурунский фергусит-псевдолейцитсиенитовый массив (см. 3.3).

4.5. Талнахский рудный узел (см. 3.5).

4.6. Цеолит-исландскошпатовые проявления в лавах базальтов нижнего триаса на р. Нидым (Фо ОГН, № 19). Эвенкийский АО, среднее течение р. Нидым. Характерны мощные покровы с шаровыми лавами, вулканические бомбы, обильные выделения цеолитов и исландского шпата с хорошо выраженными кристаллами.

4.7. Местонахождение везувиана на р. Иритка (Фо ОГН, № 23). Эвенкийский АО, верховье р. Иритка (лев. приток р. Нижняя Тунгуска). Местонахождение везувиана, приуроченное к экзоскарнам даек диабазов и долеритов. Кристаллы везувиана (виллюита) часто имеют идеальную огранку и достигают в длину 2,5—3,0 см.

4.8. Клинопироксенит-дунитовый массив Инагли (см. 3.7).

4.9. Месторождение чароита Сиреневый камень (см. 3.3).

4.10. Месторождение хромдиопсида массива Инагли (см. 3.7).

#### 5. СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП

5.1. Кемпендяйские соляные деформации и источники минеральных вод (Фо ОГН, № 26). Республика Саха (Якутия), р. Кемпендяй в р-не пос. Кемпендяй. Сводные деформации юрских отложений, обусловленные гравитационным перерас-

пределением соляных отложений девона с образованием соляных глыб до 70 м в поперечнике. Группа сильноминерализованных (до 50 г/л) хлоридных натриевых источников (рассолов) с дебитом 6,64 л/с.

## 6. КОСМОГЕННЫЙ ТИП

6.1. Попигайская астроблема (Во ОГН, № 7). Таймырский (Долгано-Ненецкий) АО, р. Попигай. Вторая по величине в мире (диаметром 100 км) астроблема с разнообразными коптогенными породами, алмазами импактного происхождения [Алмазные..., 1998].

## 7. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП

7.1. Карстовое плато Мар-Кюель (РВо ОГН, № 44). Памятник природы. Хабаровский край, междуречье Учур и Б. Лима. Бессточное карстовое плато с ныряющими и фонтанирующими реками, источниками (источник Сэлиндэ имеет дебит 23 000 л/с), карстовыми озерами, воронками, карами, причудливыми скалами [Охраняемые..., 1988].

7.2. Дельта р. Лена (Ф ОГН, № 4). Усть-Ленский заповедник. Республика Саха (Якутия), дельта р. Лена. Наиболее крупная в России и одна из крупнейших в мире дельта, имеющая площадь 28 тыс. км<sup>2</sup> и расчлененная многочисленными протоками (более 800) на 1500 островов.

7.3. Нижнеленский карст (Ф ОГН, № 6). Усть-Ленский заповедник. Республика Саха (Якутия), низовье р. Лена. Развитие самого северного в мире карста, где карстовые процессы развиваются в нижнекарбонowych известняках в условиях вечной мерзлоты.

7.4. Ленские Столбы (Фо ОГН, № 21). Республика Саха (Якутия), в 200 км выше по течению р. Лена от г. Якутск. Останцы выветривания известняков ботомского яруса нижнего кембрия, имеющие причудливую форму в виде столбов [Геологические..., 1997; Международный..., 1984].

7.5. Обнажение Белый Яр (см. 8.7).

7.6. Кондерская кольцевая морфоструктура на месте интрузии центрального типа (см. 3.8).

## 8. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ТИП

8.1. Речная долина р. Алдан с богатой растительностью смешанного характера среднего миоцена и плейстоцена (см. 1.2).

8.2. Следы рифейского оледенения западного склона Алданского щита и периферии Байкальского складчатого пояса (Во ОГН, № 26). Республика Саха (Якутия), Олекминский р-н (Н. М. Чумаков, 1990).

8.3. Отложения пресноводных водоемов юры в устье р. Балей (см. 1.3).

8.4. Разрез глубоководных фаций борсальной области верхней юры и нижнего мела п-ова Нордвик (см. 2.3).

8.5. Разрез прибрежно-морских фаций бореальной области верхней юры и нижнего мела на р. Боярка (см. 1.7).



8.6. Солончковые лагуны позднего докембрия на р. Котуйкан (см. 1.8).

8.7. Озерно-морские отложения среднего плейстоцена Белый Яр (Фон ОИ Н, № 22). Красноярский край, правый берег р. Енисей, выше п-ова Комсинский. Оползневый цирк с многоступенчатым телом оползня среднеплейстоценовых моренных, озерных и аллювиальных отложений. Озерные отложения имеют подпружно-ледниковое происхождение и характеризуют обстановку осадконакопления.

## 9. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП

9.1. Источники карстовых вод Мар-Кюель (см. 7.1).

9.2. Кемпендзские соляные деформации и источники минеральных вод (см. 5.1).

На территории Сибирской платформы и Таймыра выделено 36 объектов геологического наследия (ОИ Н) федерального и 10 всемирного значения. При этом по имеющимся сведениям всего лишь четыре объекта располагаются на охраняемых территориях. Среди них три ОГН находятся под охраной на территории заповедников: Путоранский биосферный (3.6), Усть-Ленский (7.2; 7.3). Один ОГН (7.1) охраняется в качестве памятника природы (ПП).

Восточная Сибирь (ВС) является одним из крупнейших регионов Северной Азии. В его состав, кроме Сибирской платформы (СП), входят Таймыр, длительный период тесно связанный с СП, а также ряд складчато-надвиговых областей, прилегающих к ней с запада, юга и юго-востока — Енисейский кряж, Восточный Саян, Байкало-Патомское нагорье и Сетте-Дабан, — из которых два последних рассмотрены в четвертом томе.

Произведена систематизация накопившегося за последние 10—15 лет материала по геологии и полезным ископаемым этой части России, необходимая для решения практических задач увеличения ее минерально-сырьевой базы. После создания сводной работы «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых», т. 4 «Сибирская платформа» появились новые данные по геологическому строению и металлогении ВС.

Основной метод исследования — структурно-формационный с учетом стратиграфических, петрологических, гидрогеохимических, геохимических, геофизических и других данных. Структурно-формационный метод позволил решать важнейшие задачи общих законов геологии и металлогении ВС во времени и пространстве, определяющихся вертикальной и латеральной последовательностью входящих в них формаций; установлению этапов тектонического и металлогенического развития, выделению структурно-формационных зон (СФЗ) и структурно-металлогенических зон (СМЗ), формировавшихся на каждом из этапов.

Получены новые материалы по глубинному строению ВС, отражающие неоднородности состава коры и мантии, заключенные между глубинными поверхностями сейсмических разделов, выделяемых на основе сейсмического профилирования. Произведено районирование потенциальных физических полей (гравитационного, магнитного, теплового); уточнена плотностная и скоростная неоднородности внутренней структуры земной коры; выявлены типы консолидированной коры и области перехода кора—мантия; уточнены границы оболочек земной коры, особенности строения литосферы и ее блоковая делимость; уточнен рельеф поверхности фундамента и выполнено его районирование; выявлены важнейшие коровые геофизические аномалии.

Составлена карта глубинного строения СП, отражающая мозаику глубинных блоков и разделяющих их раздвиговых зон. На СП преобладает двух- и трехслойная консолидированная кора: двухслойная контрастная (32 %) и трехслойная (22 %) калическо-фемическая, а также деструктивная (22 %). Присутствует океаноидная кора (6 %), характерная для зрелых рифтовых зон.

Диапазоны изменения средневзвешенных плотностей для типов коры варьируют от 2,72 до 2,93 г/см<sup>3</sup>. По усредненной плотности земная кора отвечает андезибазальгу с отклонением к диориту (калическая кора) или базальгу (океаноидная кора). Поверхность Мохоровичича, разделяющая мантийные и коровые оболочки, расположена на глубинах от 32 до 48 км, астеносфера — на глубинах 200—300 км.

Для СП характерен стационарный термический режим с низким тепловым потоком (ниже  $45 \text{ МВт/м}^2$ ), поэтому СП выделяется по замкнутым изолиниям теплового потока с четко проявленным градиентом его значений по границам СП. Границами (палеограницами) СП являются рифейские подвижные зоны (складчато-надвиговые системы).

Более молодые складчатые системы, наложившиеся на рифейский кратон, определяют современные границы платформы. Поэтому структуры фундамента дискордантны границам СП, а складчатые сооружения рифейского и более молодого возраста исключаются из ее состава. Границы платформы не были постоянными, с момента становления в рифее они изменялись вследствие заложения более молодых подвижных складчатых систем. СП ограничена глубинными разломами, развивавшимися на протяжении 1,5 млрд лет вдоль сопряженной системы платформа—подвижная зона и испытывавшими различную степень унаследованности или консервации.

Тектоническому районированию ВС предпослано рассмотрение систематики и номенклатуры геологических и тектонических таксонов, а также структурно-вещественных и тектонических таксонов современного (и ретроспективного) плана. Охарактеризованы структуры фундамента, чехла СП, складчато-надвиговые системы ее обрамления и структуры активизации, сопровождающиеся картой тектонического районирования (рис. 1). Важнейшими элементами строения платформы являются впервые выделенные рифтовые системы (Игарско-Норильская, Маймеча-Котуйская, Уджинская, Вилуйско-Патомская, Присаянская и др.), контролирующие основную часть эндогенных полезных ископаемых ВС.

Характеристика структур регионального плана (антеклизы, синеклизы, моноклизы, рифтовые системы и др.) сопровождается схемами корреляции формационных рядов с их вещественным составом, мощностью формаций, стратиграфической привязкой и принадлежностью к структурным ярусам.

От архея до наших дней рассматривается «История развития Восточной Сибири», иллюстрирующаяся структурно-формационными схемами архейского и раннепротерозойского мегациклов, а также палеотектоническими схемами рифейского и фанерозойского мегациклов масштаба 1 : 10 000 000.

Архейский и раннепротерозойский мегациклы (каждый) отвечают пяти галактическим годам. Рифейский мегацикл — четырем и фанерозойский — трем галактическим годам.

Образования архейского мегацикла фундамента платформы относятся к трем циклам: алданскому раннеархейскому (более 3100 Ма), олондо-борсалинскому, первому позднеархейскому (3100—2800 Ма) и тас-миэлинскому, второму позднеархейскому (2800—2500 Ма). На алданском цикле образуются литоплинты первой генерации и обтекающие их диалитоплинты с вулканитами и граувакками. В олондо-борсалинском цикле образуется система латерально-неоднородных вулканических поясов, которые окружают литоплинты второй генерации с дифференцированными осадками и многостадийным толеит-трахибазальт-риодацитовым вулканизмом. В тас-миэлинском цикле формируются терригенные комплексы с невыдержанным вулканизмом. На каждом цикле формируются гранитоиды. Только в тас-миэлинском цикле появляются монзонитоиды, батолиты двуполевошпатовых гранитов, анортозиты и дифференцированные мантийные комплексы в шовных зонах.

Раннепротерозойский мегацикл представлен тремя эратемами — субдукской (2,5—2,6 млрд лет), акитканской (2,0—1,8 млрд лет) и улуканской (1,8—1,55 млрд лет). Раннепротерозойские формации формировались в двух тектониче-

ских режимах, эволюционирующих от протоплатформенного к протоорогенному с границей между ними  $1900 \pm 100$  Ма. Ранней структурой первого порядка является Сибирская протоплатформа. В условиях протоплатформенного режима формировались три типа тектонических структур: протоавлакогены, шовные инверсионные зоны и поднятия. Последние представляют собой трансформированное архейское основание, степень денудации которого колеблется в широких пределах. Протократоны выявляются на основе поднятий, устойчивых на протяжении всего раннего докембрия. В условиях протоорогенного режима закладываются новые, менее глубокие протоавлакогены (Пристановой, Токкинский и др.), заканчивается осадконакопление в ранних унаследованных протоавлакогенах с развитием габбронорит-гранитового магматизма. Параллельно после корообразования формируются протопро-вулканогены двух типов: линейный и узловый. Заканчивают формирование шовные инверсионные системы (Каларо-Джугджурская, Котуйкан-Жиганская), шовно-гранитоидные зоны (Даниловская и др.), ареалы фойдолит-полисоматических проявлений, в области поднятий внедряются мелкие тела гранит-субщелочно-лейкогранитовой формации. Финальная стадия этого мегацикла характеризуется формированием кор выветривания и протохатакратонных формаций.

На рифейском и фанерозойском мегациклах на платформе выделяются этапы и стадии их развития, характеризующиеся рядами осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций. Различаются тектонические этапы (структурные ярусы) раннерифейский—учурский (бурзаний ( $1650 \pm 50$ — $1350 \pm 20$ ), среднерифейский—аймчанский и керпильский (юрматиний ( $1350 \pm 12$ — $1000 \pm 50$ ), позднерифейский—лахандинский (каратавий ( $1000 \pm 50$ — $650 \pm 20$ ), ранневендский ( $650$ — $620 \pm 15$ ), поздненвендско-среднекембрийский (включая амгинский ярус), среднекембрийско(от майского яруса)-раннеордовикский, среднеордовикско-раннедевонский (включая лохковский ярус, раннедевонско(от эмского яруса)-каменноугольный (включая раннее турне), раннекаменноугольно(от позднего турне)-пермский, триасовый, юрско-меловой и палеогеново-антропогеновый.

После завершения каждого этапа СП испытывала полное или почти полное поднятие и смену структурного плана. Каждому из этапов присущи структурно-формационные области (СФО) или СФЗ. Генетическая сущность СФО (СФЗ) и стадийность их развития отражается в рядах формаций. Исходя из генетического типа надпорядковых структур, выделяются хатакратонные, филократонные, перикратонные, рифтогенные (авлакогенные), приорогенные (или телеорогенные) СФО (СФЗ) [Малич, 1975]. Развитие СП происходило ритмично. В рифее—нижнем венде насчитывается 4—5 вертикальных рядов формации. Каждый ряд слагают формации, относящиеся к стадиям преимущественно трансгрессивным и инудационным или преимущественно к регрессивным и эмерсивным. Последние заканчиваются разрядкой неглубоких мантийных очагов, продуцирующих главным образом расплавы толеит-базальтового состава. Судя по радиологическим данным, в рифее они относятся к 4—5 возрастным интервалам ( $1600$ — $1500$ ,  $1445$ — $1420$ ,  $1350$ — $1250$ ,  $1145$ — $1010$ ,  $1056$ — $950$  Ма), в венде к отрезку  $650$ — $500$  Ма. Выделяющиеся пять вертикальных формационных рядов в рифее—нижнем венде превышают по длительности формирования пять формационных рядов (пять ритмов-этапов) фанерозоя, сформировавшихся от позднего венда до мела, что позволяет рассматривать выделяемый ранее рифейский этап ( $1000$  Ма) в качестве мегацикла, аналогичного по длительности фанерозойскому мегациклу. Отличие рифейского мегацикла от фанерозойского в том, что развитие этапов происходило без коренных структурных перестроек между ними. Этапы фанерозойского мегацикла отличаются существенными структурными перестройками.

В течение фанерозойского мегацикла произошли четыре кардинальные перестройки структурного плана — в конце рифея, среднем палеозое, раннем мезозое и позднем мезозое, которые одновременно явились пиками максимальных концентраций магматических и эндогенных рудных формаций. Эти рубежи отвечают критическим (переломным) эпохам глобальных изменений в развитии тектоносферы Земли. Критические эпохи деструкции Земли тесно увязываются с космическими факторами — началом и концом галактического года.

Этапы фанерозойского мегацикла сопровождаются тектоническими схемами рифея, раннего венда, позднего венда—среднего кембрия, среднего кембрия—раннего ордовика, среднего ордовика—раннего девона, девона—раннетурнейского яруса раннего карбона, среднего карбона—перми, триаса, юры—мела.

Наряду с начальными и финальными этапами со строгой сменой стадийности имеются тектонические этапы с многократным проявлением одних и тех же смежных стадий — трансгрессивно-инундационных или инундационно-регрессивных. Например, на девонском этапе вместо трансгрессивной и регрессивной стадии выделяются три трансгрессивные и три регрессивные. Такие этапы отображают дополнительную ритмичность развития платформы, вызванную, по-видимому, планетарными процессами — прохождением планеты через полосу космического ложа, определившую дополнительную вибрацию планеты, сопровождавшуюся возбуждением мантии и эскалацией ее дериватов, выносивших со значительных глубин платиноиды, никель, золото, алмазы и другие рудные элементы.

Тектоно-магматическая активизация неоднократно охватывала южную и северную части СП, главным образом карбон-пермскую, юрско-раннемеловую и палеоген-антропогенную эпохи. В результате были сформированы Восточно-Саянская, Карская, Патомско-Вилуйская и Алдано-Становая области ТМА.

Выделяются две категории структур ТМА: рифтовая и конвергентных областей. Примером первых являются палеоген-антропогенные области и девонские структуры Патомско-Вилуйская и Карымовская, для которых характерен грахиобазальтовый вулканизм, рифтодолинная седиментация и слабая денудация. Конвергентные области формируют полярно размещенные структуры на юге и севере платформы. Их примером являются Карская и Алдано-Становая. Эти области развивались в ареалах крупных термических аномалий и характеризуются зональным мантийно-коровым магматизмом, межсводовой седиментацией и сильной денудацией. Линейные гранодиоритовые пояса сменяются прерывисто-линейными монцитонитовидными, а те в свою очередь магмоцентрическими щелочными (с лампроитами).

Систематизированы известные и приведены новые данные о месторождениях ведущих полезных ископаемых никеля, меди, металлов платиновой группы (МПГ), алмазов, золота, железа, исландского шпата, угля, горючих сланцев, нефти и газа, цеолитов и их металлогении. По сравнению с предшествовавшей монографией [Геологическое..., 1987] и другими обзорными работами прошлых лет здесь более углубленно охарактеризованы руды Талнахского и Октябрьского уникальных месторождений сульфидных медно-никелевых руд и МПГ, обеспечивающих потребности России на 70 %, включая экспорт (с сырьевой базой РАО «Норильский никель» до 2050 г.). Впервые включены характеристики: платино-палладиевых месторождений, отнесенных к малосульфидным, приуроченным к верхним пегматоидам интрузий норильского типа [Минерально-сырьевая..., 1995]; техногенных месторождений МПГ (в Норильском р-не); россыпных месторождений осмия и иридия Маймеча-Котуйской СМЗ (крупнейшие по содержанию осмия после Витватерсранда); уникальных месторождений технических алмазов (Попигайская астроблема); ряда алмазоносных россыпных месторождений (в том числе уникальная по

размерам Эбеляхская россыпь); крупнейших месторождений редких металлов, редких земель и фосфатного сырья, ассоциирующих с ийолит-карбонатитовым массивом Томтор, способных обеспечить крупный промышленный комплекс на несколько десятилетий [Орлов, 1994]; крупных месторождений цеолитов в Ангарском (млн т) и уникальных — в Кемпедийском районе. Приведена металлогеническая схема ураноносности СП. СП предстоит стать крупнейшим нефтегазоносным объектом России, площадь перспективных земель которой составляет ~3,2 млн км<sup>2</sup>. Выделяются два нефтегазоносных бассейна: домезозойский Лено-Тунгусский и пермско-мезозойский Хатангско-Вилуйский.

В целом на СП имеется 58 месторождений нефти, газа и газоконденсата. Не исчерпаны возможности открытия новых залежей в Байкитской, Катангской, Непско-Ботуобинской, Ангаро-Ленской и Предпатомской нефтегазоносных областях. Общие масштабы эмиграции УВ для СП более 8 трлн т. Прогнозные ресурсы составляют 84,6 млрд т.

Для выявления закономерностей распределения твердых полезных ископаемых использован метод формационно-металлогенического анализа школы ВСЕГЕИ. В связи с полициклическим развитием платформы происходило наложение друг на друга разновозрастных тектонических ярусов и, как следствие, СМЗ и МЗ, которые затушевывали древние металлогенические структуры (и процессы) последующими более молодыми. Важное значение приобретает палеометаллогенический анализ с установлением особенностей развития рудных процессов по главным эпохам. Установление взаимосвязи эволюции чехла и складчато-надвиговых систем показывает синхронность их развития.

Основной пространственно-металлогенический таксон — структурно-металлогеническая зона — контролируется типом СФЗ с характерными рядами геологических формаций, в том числе рудоносных и рудных. Металлогенические провинции и СМЗ характеризуются свойственными им типами структур и стадийностью развития. СМЗ (как и СФЗ) зарождаются и формируются в течение одного тектонического этапа или его стадии. В пределах СМЗ выделяются МЗ, включающие месторождения или проявления полезных ископаемых. К более мелким таксонам относятся рудный район и рудный узел.

Металлогению плитного режима определяют СМЗ шести генетических типов — хатакратонные, перикратонные, рифтогенные (авлакогенные), филократонные и телсорогенные (приорогенные).

Практически наиболее важными для эндогенных рудных (и нерудных) месторождений являются рифтогенные СМЗ, имеющие структуру земной коры, существенно отличающуюся от стандартной континентальной коры более мощным базальтовым слоем, повышенной плотностью разломов, горсто-грабеновой структурой фундамента, наличием промежуточного слоя (с  $V_p$  — 7,3—7,8 км/с) между корой и мантией. В палеорифтовых трогах кора остается на несколько километров тоньше по сравнению с обрамляющими блоками [Малич и др., 1988]. Рифтогенные системы на СП, с которыми ассоциируют рудоносные магматические формации (ийолит-карбонатитовая с апатитом, магнетитом, флогопитом, редкими металлами, редкими землями и алюминием — в нефелине; кимберлитовая с алмазами; оливинит-габбровая с медью, никелем, кобальтом, платиноидами, серебром и золотом; клинопироксенит-дунитовая — с иридием, осмием и платиной и др.), тесно связаны с нелинейными геодинамическими процессами, протекающими в мантии земли, и с чехлом платформы связаны косвенно. Рифты способствуют выведению к поверхности более глубинных магм, сопровождающихся мощными флюидными потоками со значительными концентрациями полезных компонентов, с различных

уровней тектоносферы Земли [Щеглов, Говоров, 1985], что приводит к образованию сложных магматических формаций и комплексных уникальных полигенных и полихронных месторождений в земной коре. Рифты имеют тенденцию к реактивации. Нередко образование более молодых рифтогенных структур происходило над более древними, образовавшими полихронные рифтогенные системы. Происходило неоднократное внедрение однотипных, характерных для континентальных рифтов магм на нескольких этапах в пределах одной территории. В Игарско-Норильской рифтогенной системе проявились раннепротерозойские, рифейские и позднепалеозойско-мезозойские магматические формации трахибазальтового, толеит-базальтового и пикритоидного составов. В пределах Уджинской рифтогенной системы известны толеит-базальтовая и трахибазальтовая формации рифея, венда, среднего палеозоя и триаса, а также ийолит-карбонатитовая формация вендского и среднепалеозойского этапов и т. д. В чехле СП проявились три основные эпохи рифтогенеза, связанные с переломными эпохами развития СП — рифейско-ранневендская, среднепалеозойская и позднепалеозойско-раннемезозойская.

Рифейская эпоха характеризуется расчленением кратона (иногда унаследованным от раннего протерозоя) вследствие растягивающих сил, с образованием обширной рифтовой (авлакогенной) системы. Рифейские Игарский, Таймырский, Уджинский, Присаянский палеорифты отличаются мощными терригенными формациями и проявлениями толеит-базальтового, трахибазальтового, ультрамафитового, мафит-ультрамафитового и щелочно-ультрамафитового магматизма.

Среднепалеозойский рифтогенез по распространению уступал рифейскому. Длительность его также была на порядок меньше, чем развитие рифейских рифтов, но мощность СФК тех и других рифтов близка и достигала 6—10 км. К среднепалеозойским палеорифтам относятся Норильский, Нордвикский и Патомско-Вилуйский. Их характеризуют сульфатно-карбонатные толщи, содержащие пачки солей до 200 м, а также пикрит-мелансфелинитовые, трахибазальтовые, ийолит-карбонатитовые и кимберлитовые формации.

В позднепалеозойско-раннемезозойскую эпоху рифтогенез охватил северо-запад СП, Западно-Сибирскую плиту, Енисей-Хаганский прогиб и южную часть Таймыра. В Норильском районе реактивация рифейского и девонского палеорифтов выразилась в гризе в интенсивной сосредоточенной магматической деятельности благодаря высокой проницаемости Норильского блока литосферы, расположенного над «рифтовой подушкой», установленной по сейсмическому профилю Диксон—Хилок МОВЗ ГСЗ [Рифтогенез..., 1989]. Гигантские извержения магм вызвали крупные вертикальные подвижки внутри трога на границе коры и мантии, где образовались три блока со смещением их поверхности на 5—7 км [Малич и др., 1988]. К Норильскому блоку приурочены уникальные платиноидно-медно-никелевые месторождения, связанные с норильско-талнахским магматическим комплексом слоенных интрузий ультрамафит-мафитового состава.

В раннем мезозое на СП также произошло крупномасштабное (на огромной территории около 1,5 млн км) рассредоточенное проявление толеит-базальтового магматизма, с которым пространственно совпадали различные гидротермальные системы, действовавшие на уровне земной коры и мантии с образованием железорудного, меднорудного, целестин-баритового, свинцово-цинкового оруденения и исландского шпата, локализовавшихся под экраном плотных пород (базальтов, известняков и др.) в раннем мезозое и позднее, до юры включительно. Источник растворов и руд имел полигенное ювенильно-коровое происхождение. Глубинные интрателлурические флюиды способствовали образованию высокотемпературных магнетитовых месторождений ангаро-илимского типа, с которыми ассоциируют магнезиальные скарны.



Более низкотемпературные цеолитово-медные, целестин-боритовые, свинцово-цинковые руды и др., с источником из пород коры, извлекались смешанными ювелирно-коровыми растворами, разогретыми теплом базальтовой магмы.

Более активные процессы в перечисленные критические эпохи происходили и в осадочных бассейнах, что проявилось в более сложном строении рядов формаций, в повышенной концентрации полезных ископаемых. Крупные месторождения нефти и газа, железа, меди, калийных солей и др. образуются при участии эндогенного фактора, способствующего концентрации рудного вещества, особенно над палеорифтами в эпохи наибольшей тектонической активности.

Экзогенное рудообразование является частью формирования рядов формаций. В каждом тектоно-седиментогенно-магматическом цикле развития различаются (для отрицательных структур) три стадии (трансгрессивная, инундационная, регрессивная) образования геологических формаций. Для трансгрессивной стадии (начало цикла) характерны кластические формации трансгрессивного строения и пестроцветные терригенно-карбонатные формации, с которыми связано образование осадочных железных руд, фосфоритов, марганца и различных россыпей (алмазов, золота, платины, ильменита и др.). Для инундационной стадии характерны сероцветные терригенно-карбонатные и карбонатные формации, отражающие максимальное затопление бассейнов с образованием стратиформных руд свинца и цинка, а также битумов. Регрессивной стадии цикла свойственны сульфатно-карбонатные, угленосные, терригенные формации регрессивного строения, связанные с медленным поднятием платформы. Для стадии характерны соленосные, угленосные, стратиформные меденосные формации. С четвертой — эмерсивной стадией цикла связано проявление магматических формаций и кор выветривания со свойственным им рудообразованием.

Несмотря на достижения последних десятилетий в выявлении твердых и горючих полезных ископаемых, в Восточной Сибири результаты поисков могли бы быть более успешными при наличии обновленных геологических и других специализированных карт, при более достоверных знаниях о глубинном строении территории, а также о вещественном составе горных пород, изученном современными методами, в том числе изотопно-геохимическими.

Главным видом региональных работ должны стать обновленные среднемасштабные (1 : 200 000) геологические карты, способные создать современную базу для выявления известных и новых видов минерального сырья, обеспечивающих прирост запасов и потребности России. Для этого необходимо проведение научно-исследовательских работ по комплексному изучению, расчленению, корреляции и стратиграфическому обоснованию картируемых объектов с применением современных методов исследования (литолого-петрографических, минералогических, геохимических, в том числе изотопных, петрохимических, геофизических и др.), а также исследований по усовершенствованию методики геологической съемки масштаба 1 : 200 000 (нового поколения) и глубинному геологическому и металлогеническому картографированию.

Важная задача выявления полезных ископаемых Восточной Сибири — проблема их связи с глубинным строением, включающая разработку геолого-геофизических моделей строения литосферы, усовершенствование моделей главнейших рудоносных формаций (никеленосных, платиноносных, железноносных, алмазноносных, золотоносных и др.) и нефтегазоносных бассейнов. Одной из главных задач является усовершенствование методики формационного анализа с разноуровневым (системным) изучением вещества на элементном, минеральном, породном и формационном уровнях.



Необходимо дальнейшее изучение и расчленение докембрийских образований в пределах Анабарского и Алдано-Станового щитов и выступов фундамента СП, а также под платформенным чехлом. Результаты расчленения кристаллических образований и установление объемов картируемых единиц нередко являются спорными, что не позволяет обоснованно расшифровать ранние этапы эволюции земной коры. Недостаточно раскрыт металлогенический потенциал докембрия на СП в сравнении с потенциалом других разновозрастных регионов.

В дальнейших исследованиях нуждается стратиграфия и формационный анализ осадочных и вулканогенных пород Восточной Сибири.

Одной из задач является детальное расчленение и корреляция рифея ВС, уточнение положения границ между вендом и кембрием, кембрием и ордовиком, силуром и девонем, пермью и триасом с помощью изотопно-геохимических методов исследования. Нуждаются в расчленении терригенные толщи верхнего кембрия, верхнего палеозоя и мезозоя, почти немые карбонатно-галогеенные толщи нижнего и среднего кембрия, карбонатно-галогеенные и карбонатно-терригенные отложения девона и нижнего карбона, четвертичных образований, особенно в связи с развитием россыпных месторождений золота, МПГ, алмазов, ильменита и др.

Необходимы детальные реконструкции осадочных палеобассейнов с выявлением условий сноса и накопления рудоносных осадков, а также последующего преобразования их эндогенными процессами. Важной задачей является разработка геодинамических моделей зон сочленения СП с окружающими ее складчато-надвиговыми структурами. Весьма актуальна проблема рифтогенеза, сопряженных с ним систем разломов и прогибов. Представляют интерес процессы тектоно-магматической активизации в районе Алдано-Станового щита и Карского поднятия, являющихся важными полигонами для решения проблем тектоники, петрологии и металлогении областей такого типа. Наличие значительного количества месторождений и проявлений (особенно золота) в их пределах подчеркивает актуальность исследований. Существенным вкладом в увеличение запасов минерального сырья Восточной Сибири будет выявление его новых видов, переоценка техногенных объектов, а также применение безотходных технологий при комплексном использовании сырья.

Проблемы геологии и поисков полезных ископаемых Восточной Сибири должны решаться путем системного изучения вещества геологических объектов, что позволит выявить их многоаспектные нелинейные связи с особенностями состава и строения земной коры и мантии, отражающиеся в литологических, петрографических, петрохимических, геохимических (в том числе изотопных) и геофизических характеристиках различных осадочных, вулканогенных, интрузивных и метаморфических пород, а также рудоносных и рудных формаций, связанных с ними.

- Аветисов Г. П., Голубков В. С.* Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ—ГСЗ // Сов. геология. 1986. № 10. С. 86—34.
- Алмазные импактиты Попигайской астроблемы / В. Л. Масайтис, М. С. Мацак, А. И. Райхлин и др.* Л.: ВСЕГЕИ, 1998. 178 с.
- Баженова Т. К.* Эволюция нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в палеозое— допалеозое Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности. Автореф. док. дис. СПб.: 1992, 50 с.
- Баженова Т. К., Ипатов Ю. И., Шуменкова Ю. М.* Этапы развития мегабассейна Сибирской платформы и оптогенетическая эволюция нафтидов // Успехи в развитии осадочной теории нефтегазообразования. М.: Наука, 1983. С. 132—137.
- Базальты Сибирской платформы: особенности геологии, состава и генезиса пермо-триасовых эффузивов / В. В. Золотухин, А. М. Виленский, О. А. Дюжиков.* Новосибирск: Наука, 1986. 243 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики АН СССР, Сиб. отделение. Вып. 612).
- Балобаев В. Т., Левченко А. И.* Тепловое поле земной коры Сибирской платформы в области развития многолетнемерзлых пород // Геотермические модели геологических структур. СПб.: 1991. С. 91—99.
- Басков Е. А.* Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 148 с.
- Бахтуров С. Ф., Евтушенко В. М., Переладов В. С.* Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск: Наука, 1988. 151 с.
- Бзатов В. И.* Литолого-геохимические закономерности осадкообразования в ордовике и силуре Сибирской платформы // Тр. СНИИГГиМС: 1972. Вып. 147. 240 с.
- Бергер В. И.* Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 295 с.
- Благулькина В. А.* Петрохимические типы кимберлитов Сибири // Сов. геология, 1969. № 7. С. 60—78.
- Боголепов К. В.* Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 328 с.
- Божевольный И. И., Черный С. Д.* Закономерности размещения среднепалеозойских кимберлитовых полей юго-восточной части Якутской алмазоносной провинции // Отч. геология, 1997. № 5. С. 7—9.
- Брахфогель Ф. Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.
- Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д.* Каменская магматическая провинция щелочных пород // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: 1970. С. 157—170 (Тр. НИИГА).
- Быкадоров В. С., Мазор Ю. Р.* Тунгусский бассейн. // Угленосные формации верхнего палеозоя СССР. М.: Недра, 1975. С. 259—280.
- Вассоевич Н. Б., Меннер В. В.* Системные уровни организации сообществ осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 11. С. 5—14.
- Вендская система. Т. 1 / Отв. ред. Б. С. Соколов, А. Б. Ивановский.* М.: Наука, 1985. 221 с.
- Верниковский В. А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 71—80.
- Включения в алмазе и алмазоносные породы / В. К. Гарагин, Г. П. Кудрявцева, А. С. Марфунин и др.* М.: Изд-во МГУ, 1991.
- Вкрапленные руды норильских расслоенных интрузивов — резерв мирового производства платиновых металлов XXI в. / В. В. Дистлер и др.* // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: 1998. С. 449—451.
- Введение в металлогению горючих полезных ископаемых и углеродсодержащих пород / В. Н. Волков и др.* СПб.: Изд-во СПбГУ, 1997. 248 с.

*Возраст кимберлитопоявлений района Оленекского поднятия / Ф. Ф. Брахфогель, В. В. Ковальский и др. // Кимберлитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск: 1980. С. 6—36.*

*Гайдук В. В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: Филиал СО АН СССР, 1988. 127 с.*

*Гаранин В. К. Введение в минералогию алмазных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1989. 208 с.*

*Гелецяи Г. Г. Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игарско-Туруханского района. Новосибирск: Наука, 1974. 167 с. (АН СССР, Сиб. отд. Тр. ин-та геол. и геофиз. Вып. 197).*

*Геодинамическая модель северо-западной части Сибирской платформы и образование медно-никелевых месторождений / Н. С. Малич, Е. В. Туганова, М. Л. Шерман и др. // Геодинамические модели некоторых нефтегазовых и рудных районов. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 91—98.*

*Геологическая карта Горного Таймыра масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка // Под ред. В. В. Беззубцева. Красноярск: Изд-во ВСЕГЕИ, 1986. 177 с.*

*Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы / Ред. А. И. Кривцов, И. Ф. Мигачев и др. М.: ЦНИГРИ, 1993. 618 с.*

*Геологические памятники Республики Саха (Якутия). Новосибирск: Студия Дизайн Инфолио, 1997. 80 с.*

*Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы / Ред.: Н. С. Малич, В. Л. Масайтис и др. М.: 1974. 279 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 194).*

*Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV. Сибирская платформа / Под ред. Н. С. Малича, В. Л. Масайтиса, В. С. Суркова. Л.: Недра, 1987. 448 с.*

*Геология нефти и газа Сибирской платформы / Ред. А. Э. Конторович, В. С. Сурков, А. А. Трофимук. М.: Недра, 1981. 552 с.*

*Геология и рудные месторождения Норильского района / Ред. В. В. Дистлер, В. Е. Кушилов. Москва—Норильск, 1994. 43 с.*

*Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива / В. Г. Гуревич, В. Н. Землянухин и др. М.: Наука, 1994. 170 с.*

*Геохимическая карта зоны Байкало-Амурской магистрали. Масштаб 1 : 3 000 000. Атлас карт геохимического содержания / Ред. В. А. Рудник, Г. М. Беляев. Л.: 1988.*

*Геохронология и изотопная геохимия карбонатов Якутии / А. И. Зайцев, А. Р. Эптин, Н. И. Ненашев и др. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. С. 109—138.*

*Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР / Отв. ред. И. Л. Нерсесов. М.: Наука, 1987. С. 240.*

*Гринсон А. С. Модель кимберлитообразования по геолого-геофизическим данным // Геофизика. 1997. № 5. С. 47—55.*

*Гринсон А. С., Масид М. Ш., Мильштейн Д. М. Глубинное строение северо-запада Сибирской платформы // Отчет. геология. 1994. № 1. С. 49—56.*

*Гуревич А. Б. Перспективы угленосности северной части Тулунского бассейна // Сов. геология. 1978. № 9. С. 22—35.*

*Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового // Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л.: 1960. С. 77—90.*

*Дзевановский В. К., Миронюк Е. П. Эволюция древних подвижных областей востока СССР // Докл. сов. геологов (Международ. геол. конгресс. 23-я сессия). Проблема 3. М.: 1968. С. 94—100.*

*Додин А. Л. Геология и минералогия Южной Сибири. Л.: Недра, 1979. 236 с.*

*Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья (Билиро-Уджинское поднятие) // Б. Р. Шпунт, Э. А. Шамшина и др. Новосибирск: Наука, 1976. 139 с.*

*Драгунов В. И. Транссибирский, Трансазиатский, Кольско-Монголо-Алтайский линейные и некоторые вопросы минерализации // Мат-лы к совещ. «Общие закономерности геол. явлений». Вып. 2. Л.: 1965. С. 55—57.*

*Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Федоренко В. А. Стратиформные проявления самородной меди в вулканогенных породах севера Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 1976. № 2. С. 62—75.*

*Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М. Верхняя мантия Сибири // 27 МК. Геофизика. Т. 8. М.: 1984. С. 27—42.*

- Егоров Л. С. Щелочно-ультраосновной магматизм и его минералогия // Геология рудных месторождений. 1985. № 4. С. 24—40.
- Егоров Л. С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.
- Кабаньков В. Я. Оленекский бассейн горючих сланцев // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 11. М.: Недра, 1968. С. 548—565.
- Карагодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. Л.: Недра, 1980. 242 с.
- Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000. Объяснит. зап. / Ред. Н. С. Малич. Л.: 1977. 107 с.
- Колодезников К. Е. Девон и нижний карбон западной части Вилуйской синеклизы. М.: Наука, 1982. 101 с.
- Комаров А. Н., Илутин И. П. Геохронология кимберлитов Сибирской платформы по данным метода трекров // Геохимия. 1990. № 3. С. 365—372.
- Континентальные рифты / Ред. И. Б. Рамберг, Э. Р. Нейман. М.: Мир, 1981. 485 с.
- Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В. Рифейский магматизм и колчеданополиметаллическое оруднение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 131 с.
- Красный Л. И. Минералогические аспекты блоковой тектоники Земли // Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 15—23.
- Красный Л. И. Тектоника СССР и проблемы минералогии (новый взгляд): Учебн. пособие. М.: 1990. 67 с. (Ин-т повыш. квалиф. руковод. работ и спец. Мингео СССР).
- Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: 1973. С. 309—317.
- Лисий В. А., Паровой В. Л., Сизых В. А. Нерюндинское месторождение магнетитовых руд в Приангарье и его геолого-промышленное значение // Разведка и охрана недр. 1971. № 3. С. 6—9.
- Малич К. Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
- Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
- Малич Н. С., Туганова Е. В. Современные представления о геотектоническом развитии и минералогии чехла Сибирской платформы (Обзор). М.: ВИЭМС, 1974. 49 с.
- Малич Н. С., Туганова Е. В. Принципы и методика минералогического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 287 с.
- Малич Н. С., Туганова Е. В. Металлогения Сибирской платформы // Металлогения Сибири. Тез. док. XI Всесоюз. металлоген. совещ. Т. 1. Новосибирск: 1987. С. 25—31.
- Малич Н. С., Туганова Е. В. Особенности генезиса сульфидных никелево-медно-платиноидных месторождений норильского типа // Недра Таймыра. Норильск: 1995. С. 35—44.
- Малич Н. С., Туганова Е. В. Новая провинция циркониево-ниобиевоносных щелочных сиенитов на севере Приенисейской Сибири (Игарское поднятие) Норильск // Недра Таймыра. Норильск: 1997. С. 174—184.
- Малич Н. С., Туганова Е. В., Гринсон А. С. Геодинамическая обстановка образования медно-никелевых месторождений норильского типа // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского района. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1988. С. 44—47.
- Малосульфидная платиновая рудная формация — новый источник благороднометаллического сырья в Норильском районе // Платина России. / С. Ф. Служеникин, О. А. Дюжиков, В. Ф. Кравцев, Д. М. Туровцев. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 115—128.
- Маракушев А. А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. С. 5—53.
- Масайтис В. Л. Сопряженные девонско-раннекаменноугольные дивергентная и конвергентная зоны Восточной Сибири // Док. РАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 781—784.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского авлакогена. М.: Недра, 1975. 183 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Т. 192).
- Матухан Р. Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 164 с.
- Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / Под ред. В. С. Суркова. М.: Недра, 1987. 204 с.
- Международный геологический конгресс, 27. Сводный путеводитель экскурсии 052, 053, 054, 055. Новосибирск: Наука, 1984. 236 с.

- Мельников Н. В. Нефтегазоносные комплексы Ленно-Гунгусской провинции // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 196—205.
- Местонахождения ископаемых растений, нуждающихся в охране / Отв. ред. А. В. Тахаджен. СПб.: РАН, 1994. 99 с.
- Металлогеническая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 2 500 000 / Гл. ред. Н. С. Малич. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1984. На 6 л.
- Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы масштаба 1 : 500 000. Объяснит. зап. / Ред. Н. С. Малич. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 149 с.
- Методология изучения глубинного строения Сибири / В. С. Сурков, В. И. Латышев и др. // 27 МГК. Геофизика. Т. 8. М.: 1984. С. 84—94.
- Милюновский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.
- Милюновский Е. Е. Авлакогены платформ: Проблемы их происхождения и тектонического развития // Тектонофизика. 1981. Вып. 73. С. 213—248.
- Миланов В. А. Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990. 168 с.
- Миланов В. А. Среда и процессы образования природных алмазов. СПб.: Недра, 1994. 142 с.
- Минерально-сырьевая база Таймырского автономного округа / О. Н. Симонов, А. П. Афанасенков и др. // Недра Таймыра. Норильск: 1995. С. 5—34.
- Минерально-сырьевые ресурсы — основа развития экономики республики Саха (Якутия) / П. Р. Шишигин, В. Я. Ян-Жин-Шин, В. В. Ситников и др. // Отч. геология. 1994. № 8, С. 3—17.
- Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа. Современное состояние и перспективы освоения / А. Г. Самойлов, О. Н. Симонов, А. П. Афанасенков, И. И. Сидоров. Норильск: Изд-во Таймыргеолкома. 1995. 51 с.
- Мирошников А. Е., Лайкевич С. С., Шклярник Г. К. Приангарский меденосный бассейн. М.: Недра, 1981. 112 с.
- Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений / Пер. с англ. А. Л. Дергачева и С. Б. Розанова. Под ред. В. И. Старостина. М.: Мир, 1984. 495 с.
- Михайлов Б. М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 236 с.
- Москалева В. Н. Магматические формации как индикаторы рифтогенных систем. // Сов. геология. 1982. № 10. С. 82—93.
- Москалева В. Н., Щеглов А. Д. Магматизм и оруденение континентального рифтогенеза // Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С. 18—27.
- Москалева В. Н., Щеглов А. Д. Некоторые особенности магматизма и металлогении континентальных рифтогенных систем // Док. АН СССР. 1991. Т. 316, № 2. С. 435—439.
- Муратов М. В. Типы впадин осадочного чехла древних платформ. Учение о древних платформах и роль А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского в его развитии // Очерки по истории геол. знаний. Вып. 16. М.: 1973. С. 89—101.
- Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 6. Байкитский регион / А. Э. Конторович, Н. В. Мельников, В. С. Сурков и др. Новосибирск: 1994. 52 с.
- Никеленоносность Харахлахской рудной зоны / Л. Л. Ваулин, В. Ф. Кравцов, В. С. Нестеровский и др. // Разведка и охрана недр. 1978. № 5. С. 6—10.
- Никитин И. А., Мельников А. Н. Геохимия отложений венда центральной части Сибирской платформы // Микроэлементный состав осадочных толщ как показатель условий их формирования. Новосибирск: Наука, 1989. С. 67—82.
- Новые данные о структурах и рудоносности глубоких горизонтов магнетитовых месторождений Ангарской железорудной провинции / Т. П. Тизунов, В. Д. Паровой и др. // Состояние и направления исследований по металлогении граппов. Абакан: Сов. Хакассия, 1974. С. 85—88.
- Окрушин А. В. Россыпная платиноносность Ленской провинции // Отч. геология. 1997. № 9. С. 29—32.
- Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез интрузивных базитов Сибирской платформы / Автореф. дис. на соиск. учен. степ. д-ра геол.-минер. наук. Иркутск: 1983. 39 с.
- Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазопоспости / Ред. К. К. Макаров и Т. К. Баженова. Л.: Недра, 1981. С. 211.
- Орлов А. Н. Рудоносные комплексы пород субстрата и кор выветривания Томторского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов // Отч. геология. 1994. № 8. С. 63—69.

Орлов В. П. Минерально-сырьевой потенциал и геологическая служба России на пороге XXI в. // Разведка и охрана недр. 1995. № 11. С. 2—5.

Основные проблемы современной металлогении. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 32 с.

Особенности магматических образований Пакинского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1693—1703.

Охраняемые природные территории южной части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 120 с.

Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 246 с.

Павлов С. Ф., Ломоносова Т. К., Акулов Н. И. Угленосная формация юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1990. 152 с.

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 12. С. 3—9.

Парфенов Л. М., Прокопьев А. В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 7. С. 23—34.

Певзнер В. С. Карта геохимической специализации структурно-формационных комплексов России. Объяснит. зап. М.: 1997. 52 с.

Певзнер В. С. Геохимические основы экологической безопасности. Междунар. конф. «Экологическая безопасность на пороге XXI века». СПб.: 1999. С. 137—139.

Певзнер В. С., Бурков Ю. К. Биогеохимические аспекты эволюции гипергенных систем чехла Сибирской платформы // Роль биогеохимических исследований в расширении минерально-сырьевой базы СССР. Л.: 1986. С. 18—23.

Пейве А. В. Оксидная кора геологического прошлого (доклад прочитан на общем собрании Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, март, 1969 г.) // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.

Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1974. 148 с.

Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы / Б. В. Олейников, М. С. Мацак и др. Отв. ред. В. В. Ковальский. Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.

Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий / Под ред. Н. Н. Урванцева. Л.: Недра, 1971. 312 с. (Тр. НИИГА. Т. 167).

Петрофизика / Ред. А. А. Молчанов, Н. Б. Дортман. М.: Недра, 1992.

Перспективы освоения минерально-сырьевых ресурсов Таймырского автономного округа / А. Г. Самойлов, О. Н. Симонов, А. П. Афанасенков и др. // Недра Таймыра. Вып. 2. Норильск. 1997. С. 141—159.

Платформенная магмаинегитовая формация (на примере Ангарской железорудной провинции) / Г. С. Момджи, А. Я. Архипенкова, В. Ф. Козлов и др. М.: Недра, 1976. 204 с.

Посребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.

Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России / Б. А. Якуевич, Н. В. Глухоедов, А. С. Филько и др. // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 227—248.

Прогноз качества углей в бассейнах с широким проявлением магматизма. Методич. рекомендации / О. И. Гаврилова, А. Б. Гуревич, В. Г. Шевелев, С. Б. Шишилов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 84 с.

Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.

Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // 27 МКГ: Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 78—109.

Расчлененный интрузив р. Дюмпиталей. Петрология, рудоносность / М. З. Комарова, С. М. Козырев, Н. И. Кокорин и др. // Недра Таймыра. Вып. 3. Норильск: 1999. С. 42—67.

Ржевский В. Ф., Чехович К. М. Стратиграфия докембрия Игарского района // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГГ МО АН СССР, 1978. С. 101—113.

Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР / Г. А. Беленицкая, Н. М. Задо-рожная, А. К. Югансон и др. М.: Недра, 1990. 292 с.

Рифтогенез Сибирской платформы / Н. С. Малич, А. С. Гринсон, Е. В. Туганова и др. // МГК XXVIII. Тектонич. процессы. М.: Наука, 1989. С. 184—193.

- Российская платина Таймырского автономного округа / А. Г. Самойлов, А. И. Архипова, И. А. Наторхин и др.* Норильск: Изд-во Таймыргеолкома, 1995. 70 с.
- Российские месторождения России и других стран СНГ / Отв. ред. Н. П. Лавров и Н. Г. Патык-Кора.* М.: Научный мир, 1997. 480 с.
- Салихов А. А., Хмелевский В. Б.* Строение доюрского комплекса юго-западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // *Геология и геофизика.* 1991. № 11. С. 85—92.
- Северин А. И.* Докембрийские лампроиты Присаянья // *ДРАН.* 1993. Т. 329. № 3. С. 328—331.
- Семихатов М. А., Серебряков С. Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. АН СССР, Геол. ин-т. Вып. 367).
- Синяков В. И.* Железорудные формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. 81 с.
- Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др.* СПб.: Недра, 1998. 352 с.
- Сравнительный анализ геологического строения Русской и Сибирской платформ и новые критерии прогнозной оценки их минерально-сырьевых ресурсов. Методич. рекомендации / Н. С. Малич, А. С. Гринсон, В. П. Кириков и др.* СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 44 с. (Роскомнедра, ВСЕГЕИ).
- Среднепалеозойский (нижнегерцинский) мегакомплекс / Г. С. Гусев, В. В. Гайдук, М. М. Булгакова и др.* // *Структура и эволюция земной коры Якутии.* М.: Наука, 1985. С. 89—117.
- Старицына Г. Н.* Никеленосные траппы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы // *Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы.* Л.: Изд-во НИИГА, 1973. С. 65—74.
- Старицкий Ю. Г., Дразунов Ф. И., Тузанова Е. В.* Перспективы никеленосности северо-западной части Сибирской платформы // *Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Сибирской платформы.* Нов. сер. 1960. Вып. 31. С. 37—44.
- Старицкий Ю. Г., Тузанова Е. В.* Генетические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы // *Геология рудных месторождений.* 1965. № 1. С. 37—44.
- Стехин Л. И., Кунилов В. Е., Олешкевич О. И.* Техногенные месторождения благородных и цветных металлов в Норильском районе // *Недра Таймыра.* Вып. 1. Норильск: 1995. С. 85—93.
- Сырьевая база черной металлургии и перспективы ее расширения / М. К. Косыгин, В. Е. Рябенко, В. А. Лисий и др.* // *Минерально-сырьевые ресурсы Иркутской области.* Иркутск: Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1969. С. 2—16.
- Татаринова А. В.* Камнесамоцветные минеральные формации Сибири // *Геология и геофизика.* 1992. № 11. С. 117—125.
- Тектоническая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000.* Объяснит. зап. / Ред. Н. С. Малич. Л.: Аэрогеология, 1980.
- Техногенные месторождения платино-металльного сырья Норильского района / Д. А. Додин, В. М. Изюмко и др.* // *Платина России.* М.: Геоинформмарк, 1994. С. 128—139.
- Типологическая тектоническая карта структурно-формационных ярусов территории СССР масштаба 1 : 10 000 000 / Ред. В. И. Дразунов.* СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1982.
- Тузанова Е. В.* Петролого-геодинамическая модель образования сульфидных медно-никелевых месторождений // *Геология и геофизика.* 1991. № 6. С. 3—11.
- Тузанова Е. В.* Раннепротерозойский вулканизм Игарского поднятия (нижнее течение р. Енисей) // *Геология и геофизика.* 1992. № 2. С. 58—67.
- Тузанова Е. В.* Формационные типы, закономерности размещения и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений (на примере Восточно-Сибирской и некоторых других провинций). Дис. на соиск. учен. степ. д-ра геол.-минер. наук. СПб.: 1994. 51 с.
- Тузанова Е. В.* Докембрийские магматические формации севера Приенисейской Сибири // *Недра Таймыра.* Вып. 1. Норильск: 1995. С. 155—164.
- Тузанова Е. В., Шергина Ю. П.* Изотопно-геохимические особенности пород интрузии Норильского типа // *Недра Таймыра.* Вып. 2. Норильск: 1997. С. 114—122.
- Филоненко В. П.* Магнетитовое оруденение Таймыро-Илимпейского района // *Геология рудных месторождений Красноярского края* // *Тр. СНИИГТиМС.* Вып. 257. С. 3—19.
- Фон-дер-Флаас Г. С.* Структурно-генетическая модель рудного поля Ангаро-Илимского типа (Сибирская платформа) // *Геология рудных месторождений.* 1997. Т. 38. № 6. С. 530—544.
- Францессон Е. В., Лутц Б. Г.* Кимберлитовый магматизм древних платформ. М.: 1995. 342 с.
- Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Зуев В. М.* История алмаза. М.: Недра, 1997. 601 с.

- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 48 с.
- Цыбуля Л. А., Левашикевич В. Г., Гриб В. П. Особенности геотемпературного поля областей кимберлитового магматизма // Отчет. геология. 1993. № 4. С. 66—72.
- Чечель Э. И., Маинович Я. Г. Закономерности строения Восточно-Сибирского соленосного бассейна и перспективы его калиеносности // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. 143 с.
- Шаталов Е. Т. Термины, относящиеся к общим определениям металлогении, литологическому районированию и металлогеническим картам // Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М.: 1963. С. 7—25.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы // Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 195—228.
- Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1965. 348 с.
- Шпунт Б. Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы; (Тектоно-формационный анализ) / АН СССР, 1987. 137 с.
- Щеглов А. Д., Говоров Н. И. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.
- Эволюция древних платформ севера Евразии / Н. С. Малич, Е. П. Мирошук, Е. В. Тусанова и др. // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 137—155.
- Эрлих Э. Н., Загружина И. А. Геологические аспекты геохронологии северо-восточной части Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 5—14.
- Юрские континентальные биоценозы Ю. Сибири и сопредельных территорий // Тр. ПИН АН СССР. 1985. Т. 213. 199 с.
- Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия / Отв. редакторы А. Ю. Розанов, Б. С. Соколов. М.: Наука, 1984. 184 с.
- A geologic time scale. Cambridge Univ / W. B. Harland, V. A. Cox, P. G. Llewellyn et al. Press. 1982. 131 p.
- Campbell I. H., Friffiths R. W. Implication of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // Earth Planer Sci. Lett. 99. 1990. P. 79—93.
- Dalrymple G. B., Gramanske G. K.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of samples from the Noril'sk—Talnakh orebearing intrusions and the Siberian flood basalts // Eos 72. 1991. P. 570.
- Haag M., Heller E. Late Permian to Early Triassic magnetostratigraphy: Earth Planet // Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 42—54.
- Haggerty S. E. Diamond genesis in a multiply constrained model // Nature. 1986. V. 320. № 6057.
- Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism / N. T. Arndt, G. K. Gramanske, J. L. Wooden and V. A. Fedorenko // Tectonophyses 223. 1993. P. 39—52.
- Mitchell R. H. Kimberlites Their Mineralogy, Geochemistry and Petrology. 1986. 454 p.
- Rampino M. R., Stothers R. B. Terrestrial mass exinctions cometary impacts, and the Scur's motion perpendicular to the gabactic plane // Nature. 1984. V. 308, № 5961. P. 709—712.
- Richardson S. H. Origin of diamonds of peridotitic and eclogitic paragenesis // Nature. 1986. V. 322. P. 623—626.



ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	7
ВВЕДЕНИЕ. <i>Е. В. Туганова, Н. С. Малич, Е. П. Мironюк</i> . . . . .	10
<b>ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ</b>	
СТРУКТУРЫ ГЛУБИННОГО ОБОЛОЧЕЧНОГО УРОВНЯ. <i>Н. С. Малич, А. С. Гринсон</i> . . . . .	13
Районирование физических полей (магнитное, гравитационное и тепловое). <i>А. С. Гринсон</i> . . . . .	13
Методика составления опорных глубинных геолого-геофизических разрезов и глубинные разрезы. <i>А. С. Гринсон</i> . . . . .	16
Внутренняя структура земной коры (плотностная и скоростная неоднородность). <i>В. С. Сурков, М. П. Гришин</i> . . . . .	17
Типы консолидированной коры и области перехода кора- мантия. <i>А. С. Гринсон</i> . . . . .	19
Строение литосферы (мощность, плотностная неоднородность). <i>В. С. Сурков, Н. П. Гришин</i> . . . . .	21
Районирование по глубинному строению и блоковая делимость верхней части литосферы. <i>А. С. Гринсон</i> . . . . .	23
Геофизические критерии идентификации эндогенных режимов. <i>А. С. Гринсон</i> . . . . .	30
Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы. <i>Е. П. Мironюк</i> . . . . .	32
СТРУКТУРЫ РЕГИОНАЛЬНОГО (ФОРМАЦИОННОГО) УРОВНЯ . . . . .	34
К систематике и номенклатуре структур платформы. <i>Н. С. Малич, Е. П. Мironюк</i> . . . . .	34
К систематике и номенклатуре геологических формаций платформы. <i>Н. С. Малич, Е. В. Туганова</i> . . . . .	36
Тектоническое районирование Восточной Сибири. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	37
Структурно-формационное районирование фундамента. <i>Е. П. Мironюк</i> . . . . .	39
СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА. <i>Е. П. Мironюк</i> . . . . .	40
Алдано-Становой щит. <i>Е. П. Мironюк</i> . . . . .	40
Анабарский щит. <i>Е. П. Мironюк</i> . . . . .	46
Соломолийский выступ. <i>Е. П. Мironюк</i> . . . . .	48
Гутарский выступ. <i>В. В. Перфильев, Е. П. Мironюк</i> . . . . .	49
СТРУКТУРЫ ЧЕХЛА ПЛАТФОРМЫ. . . . .	52
Плитные пликативные структуры . . . . .	52
Тунусская синеклиза. <i>Н. С. Малич, Е. В. Туганова</i> . . . . .	52
Курейская погребенная синеклиза. <i>В. Н. Егоров</i> . . . . .	57
Ангаро-Тасеевская синеклиза. <i>Н. С. Малич, Е. В. Туганова</i> . . . . .	63
Анабаро-Оленекская антеклиза. <i>Н. С. Малич, Е. В. Туганова</i> . . . . .	65
Непско-Ботубинская погребенная антеклиза. <i>В. Н. Егоров</i> . . . . .	71
Байkitская погребенная антеклиза. <i>В. Н. Егоров</i> . . . . .	72

Средненеленская моноклиза. <i>Н. С. Малич, Е. П. Миронюк</i> . . . . .	76
Приенисейская моноклиза. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	77
Прибайкальская моноклиза. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	80
Предплатомский погребенный прогиб. <i>В. Н. Егоров</i> . . . . .	84
Вилуйская синеклиза. <i>А. М. Занин</i> . . . . .	85
Приверхоянский прогиб. <i>А. М. Занин</i> . . . . .	86
Енисей-Хатангский и Анабаро-Ленский прогибы. <i>А. М. Занин</i> . . . . .	88
Ангаро-Вилуйский внутриплатформенный прогиб. <i>В. Н. Егоров</i> . . . . .	90
Полого-складчатые структуры (палеорифтогенные системы платформы). <i>Е. В. Туганова, Н. С. Малич</i> . . . . .	90
Игарско-Норильская палеорифтогенная система. <i>Е. В. Туганова, В. И. Драгунов</i> . . . . .	91
Большеавамская палеорифтогенная система. <i>Е. В. Туганова</i> . . . . .	95
Маймеча-Котуйская палеорифтогенная система. <i>Е. В. Туганова</i> . . . . .	96
Уджинская палеорифтогенная система. <i>Н. С. Малич, Е. В. Туганова</i> . . . . .	98
Патомско-Вилуйская палеорифтогенная система. <i>В. Л. Масайтис</i> . . . . .	98
Присаянская палеорифтогенная система (горст-поднятия). <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	100
Хараулахское горст-поднятия (палеорифт). <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	101
Иркинцевский выступ (палеорифтогенная система). <i>В. И. Драгунов</i> . . . . .	101
СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ СИСТЕМЫ ОБРАМЛЕНИЯ ПЛАТФОРМЫ . . . . .	102
Енисейская складчато-надвиговая система. <i>Н. С. Малич, А. Л. Качевский, Е. К. Ковригина, А. К. Мкртычян</i> . . . . .	103
Туруханское складчато-надвиговое поднятие. <i>В. И. Драгунов</i> . . . . .	107
Таймырская складчато-надвиговая система. <i>Н. С. Малич, Е. В. Туганова</i> . . . . .	110
СТРУКТУРЫ АКТИВИЗАЦИИ. . . . .	120
Алдано-Становая область активизации. <i>Е. П. Миронюк</i> . . . . .	120
Лаптевско-Карская область активизации. <i>Е. П. Миронюк</i> . . . . .	127
Восточно-Саянская область активизации. <i>В. В. Беззубцев, Е. П. Миронюк</i> . . . . .	129
КЛИНОЗОННЫЕ СТРУКТУРЫ. <i>Е. Б. Хотина</i> . . . . .	131
ПОПИГАЙСКАЯ ИМПАКТНАЯ СТРУКТУРА. <i>В. Л. Масайтис</i> . . . . .	131

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

РЕТРОСПЕКТИВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	135
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕГАЦИКЛЫ, ЦИКЛЫ, ЭТАПЫ И СТАДИИ РАЗВИТИЯ. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	138
Архейские тектонические циклы. <i>Е. П. Миронюк</i> . . . . .	142
Раннепротерозойские тектонические циклы. <i>Е. П. Миронюк</i> . . . . .	144
Рифейско-ранневендский тектонический мегацикл. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	146
Рифейский тектонический мегаэтап. <i>Н. С. Малич, Е. В. Туганова</i> . . . . .	148
Ранневендский тектонический этап. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	157
Поздневендско-раннеордовикский тектонический цикл. . . . .	162
Поздневендско-среднекембрийский (амгинский век) тектонический этап. <i>Н. С. Малич, М. А. Минаева, Н. В. Мельников</i> . . . . .	163
Среднекембрийско(майский век)-раннеордовикский тектонический этап. <i>Н. С. Малич, М. А. Минаева</i> . . . . .	167
Среднеордовикско-раннекаменноугольный (раннее турне) тектонический цикл. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	172
Средне-позднеордовикский тектонический этап. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	173

Силурийско-раннедевонский (лохков) тектонический этап. <i>Н. С. Малич, Н. Н. Предтеченский</i> . . . . .	175
Девонско-раннекаменноугольный (раннее турне) тектонический этап. <i>Н. С. Малич, Р. Г. Матухин</i> . . . . .	179
Раннекаменноугольно-триасовый тектонический цикл. <i>Н. С. Малич</i> . . . . .	183
Раннекаменноугольный тектонический этап. <i>Н. С. Малич, Р. Г. Матухин</i> . . . . .	184
Среднекаменноугольно-позднепермский тектонический этап. <i>Н. С. Малич, А. Б. Гуревич, В. Н. Егоров, С. Б. Шилов</i> . . . . .	187
Позднепермско-триасовый тектонический этап. <i>Е. В. Туганова, В. Н. Егоров</i> . . . . .	192
Юрско-палеогеновый тектонический цикл. <i>А. М. Занин, Н. С. Малич, Е. П. Миронюк, Е. Б. Хотина</i> . . . . .	202
Ранне-позднеюрский тектонический этап. . . . .	202
Позднеюрско-раннемеловой тектонический этап . . . . .	203
Позднемеловой тектонический этап . . . . .	203
Палеогеновый тектонический этап. . . . .	204
Неоген-антропогеновый тектонический цикл. <i>Е. Б. Хотина</i> . . . . .	204
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИИ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Е. А. Басков, М. А. Чуйко</i> . . . . .	205
ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЛАТФОРМЫ. <i>В. С. Певзнер</i> . . . . .	208

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ . . . . .	217
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ФУНДАМЕНТА ПЛАТФОРМЫ . . . . .	218
Топливо-энергетическое сырье. <i>С. В. Бузовкин</i> . . . . .	218
Рудно-минеральное сырье. . . . .	219
Черные металлы. <i>Е. П. Миронюк, А. Н. Тимашиков</i> . . . . .	219
Цветные металлы. <i>Е. П. Миронюк, А. Н. Тимашиков</i> . . . . .	222
Редкие металлы и редкоземельные элементы. <i>В. В. Перфильев, Е. П. Миронюк</i> . . . . .	224
Благородные металлы. <i>Е. П. Миронюк, А. П. Иванов</i> . . . . .	226
Неметаллические полезные ископаемые. <i>А. Н. Тимашиков, Е. П. Миронюк</i> . . . . .	226
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЧЕХЛА ПЛАТФОРМЫ. . . . .	229
Топливо-энергетическое сырье. . . . .	229
Нефть и газ: <i>Т. К. Баженова, В. Б. Арчезов, Э. А. Базанов, В. В. Забалусев</i> . . . . .	229
Уголь: Тунгусский бассейн — <i>А. Б. Гуревич, Г. М. Волкова</i> ; Ленский бассейн — <i>Г. А. Игнатьев</i> ; Канско-Ачинский и Нижнеалданский бассейны <i>В. М. Власов</i> . . . . .	239
Орочие сланцы: <i>В. Я. Кабаньков</i> . . . . .	247
Уран: <i>Г. М. Шор</i> . . . . .	248
Рудно-минеральное сырье. . . . .	251
Черные металлы. <i>Е. В. Туганова</i> . . . . .	251
Цветные металлы. <i>Е. В. Туганова</i> . . . . .	255
Редкие металлы и редкоземельные элементы. <i>Е. В. Туганова</i> . . . . .	262
Благородные металлы. <i>Е. В. Туганова, К. Н. Малич</i> . . . . .	263
Пьезо-оптическое сырье. <i>Е. В. Туганова</i> . . . . .	266
Драгоценные и полудрагоценные камни. <i>Е. В. Туганова</i> . . . . .	267
Химическое сырье. <i>Е. В. Туганова</i> . . . . .	271
Минеральные удобрения. <i>Е. В. Туганова</i> . . . . .	272



ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ. <i>Е. А. Басков, М. А. Чуйко</i> . . . . .	349
ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ. <i>Н. С. Малич, Е. В. Туханова, Е. П. Миронюк</i> . . . . .	353

### **ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

*В. С. Певзнер, Г. М. Берлянд, С. Н. Суриков, М. Г. Харламов,  
М. А. Чуйко, Л. И. Тихомиров*

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ . . . . .	359
ЭКОЛОГО-ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ . . . . .	359
РАДИОЭКОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ . . . . .	361
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ . . . . .	362

### **ОХРАНЯЕМЫЕ И ПРЕДЛАГАЕМЫЕ К ОХРАНЕ ОБЪЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ**

*М. С. Вдовец*

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ . . . . .	364
1. Палеонтологический тип ОГН . . . . .	365
2. Стратиграфический тип . . . . .	367
3. Рудно-литогенетический тип . . . . .	368
4. Минералогический тип . . . . .	369
5. Структурно-геологический тип . . . . .	369
6. Космогенный тип . . . . .	370
7. Геоморфологический тип . . . . .	370
8. Палеогеографический тип . . . . .	370
9. Гидрогеологический тип . . . . .	371
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Н. С. Малич, Е. В. Туханова, Е. П. Миронюк</i> . . . . .	372
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .	380

# CONTENTS

PREFACE . . . . .	7
INTRODUCTION. <i>E. V. Tuganova, N. S. Malich, E. P. Mironyuk</i> . . . . .	10
<b>GEOLOGICAL STRUCTURE OF EAST SIBERIA</b>	
STRUCTURES OF DEEP MANTLE LEVEL. <i>N. S. Malich, A. S. Grinson</i> . . . . .	13
Zonation of physical fields (magnetic, gravitational, thermal). <i>A. S. Grinson</i> . . . . .	13
Technique for constructing deep reference geological and geophysical sections, and deep sections. <i>A. S. Grinson</i> . . . . .	16
Internal crustal structure (density and velocity inhomogeneities). <i>V. S. Surkov, M. P. Grishin</i> . . . . .	17
Types of consolidated crust and areas of crust—mantle transition. <i>A. S. Grinson</i> . . . . .	19
Lithospheric structure (thickness, density inhomogeneities). <i>V. S. Surkov, N. P. Grishin</i> . . . . .	21
Zonation of the deep structure and block divisibility of the upper lithosphere. <i>A. S. Grinson</i> . . . . .	23
Geophysical criteria of identification of endogenic regimes. <i>A. S. Grinson</i> . . . . .	30
Surface relief of the crystalline basement of the Siberian Platform. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	32
STRUCTURES OF REGIONAL LEVEL . . . . .	34
On systematics and nomenclature of platform structures. <i>N. S. Malich, E. P. Mironyuk</i> . . . . .	34
On systematics and nomenclature of geological formations of the platform. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	36
Tectonic zonation of East Siberia. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	37
Structural zonation of the basement. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	39
BASEMENT STRUCTURES. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	40
Aldan-Stanovoy Shield. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	40
Anabar Shield. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	46
Solooliysky Protrusion. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	48
Gutar Protrusion. <i>V. V. Perfiliev, E. P. Mironyuk</i> . . . . .	49
STRUCTURE OF THE PLATFORM MANTLE . . . . .	52
Plate plicate structures. . . . .	52
Tunguska Syncline. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	52
Kureika buried syncline. <i>V. N. Egorov</i> . . . . .	57
Angara-Tasevo Syncline. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	63
Anabara-Olenyok Antecline. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	65
Nepa-Botuoba buried antecline. <i>V. N. Egorov</i> . . . . .	71
Baikit buried antecline. <i>V. N. Egorov</i> . . . . .	72
Middle Lena Monocline. <i>N. S. Malich, E. P. Mironyuk</i> . . . . .	76
Enisei Monocline. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	77
Cisbaikalian monocline. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	80
Patom buried trough. <i>V. N. Egorov</i> . . . . .	84

Vilyui Syneclise. <i>A. M. Zanin</i> . . . . .	85
Cisverkhoyansk Trough. <i>A. M. Zanin</i> . . . . .	86
Enisei-Khatanga and Anabar-I. ena troughs. <i>A. M. Zanin</i> . . . . .	88
Angara-Vilyui infraplatfrom trough. <i>V. N. Egorov</i> . . . . .	90
Undulated structures (paleoriftogenic systems of the platform). <i>E. V. Tuganova, N. S. Malich</i> . . . . .	90
Igarka-Norilsk paleoriftogenic system. <i>E. V. Tuganova, V. I. Dragunov</i> . . . . .	91
Bolsheavamsky paleoriftogenic system. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	95
Maimecha-Kotui paleoriftogenic system. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	96
Udzha paleoriftogenic system. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	98
Patom-Vilyui paleoriftogenic system. <i>V. L. Masaitis</i> . . . . .	98
Cissayny horst-uplift. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	100
Kharaulakh horst-uplift (paleorift). <i>N. S. Malich</i> . . . . .	101
Irkineeva Protusion (paleoriftogenic system). <i>V. I. Dragunov</i> . . . . .	101
OVERTHRUST SYSTEMS OF PLATFORM SURROUNDING . . . . .	102
Enisei overthrust system. <i>N. S. Malich, A. L. Kachevsky, E. K. Kovrigina, A. K. Mkrtychan</i> . . . . .	103
Turukhan overthrust uplift. <i>V. I. Dragunov</i> . . . . .	107
Taimyr overthrust system. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	110
STRUCTURES OF ACTIVITY . . . . .	120
Aldan-Stanovoi activity area. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	120
Laptev-Kara activity area. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	127
East Sayany activity area. <i>V. V. Bezzubtsev, E. P. Mironyuk</i> . . . . .	129
CENOZOIC STRUCTURES. <i>E. B. Khotina</i> . . . . .	131
POPIGAI IMPACT STRUCTURE. <i>V. L. Masaitis</i> . . . . .	131

## HISTORY OF GEOLOGICAL DEVELOPMENT

RETROSPECTIVE TECTONIC STRUCTURES AND GEODYNAMIC SETTINGS. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	135
TECTONIC MEGACYCLES, CYCLES, STAGES AND STEPS OF DEVELOPMENT. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	138
Archean tectonic cycles. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	142
Early Proterozoic tectonic cycles. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	144
Riphean- Early Vendian tectonic megacycle. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	146
Riphean tectonic megastage. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	148
Early Vendian tectonic stage. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	157
Late Vendian-Early Ordovician tectonic cycle . . . . .	162
Late Vendian-Middle Cambrian (the Amginian) tectonic stage. <i>N. S. Malich, M. A. Minaeva, N. V. Melnikov</i> . . . . .	163
Middle Cambrian — Early Ordovician tectonic stage. <i>N. S. Malich, M. A. Minaeva</i> . . . . .	167
Middle Ordovician-Early Carboniferous (Early Tournaisian) tectonic cycle. <i>N. S. Malych</i> . . . . .	172
Middle-Late Ordovician tectonic stage. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	173
Silurian-Early Devonian (Lochkovian) tectonic stage. <i>N. S. Malich, N. N. Predtechensky</i> . . . . .	175
Devonian-Early Carboniferous (Early Tournaisian) tectonic stage. <i>N. S. Malich, R. G. Matukhin</i> . . . . .	179
Early Carboniferous-Triassic tectonic cycle. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	183
Early Carboniferous tectonic stage. <i>N. S. Malich, R. G. Matukhin</i> . . . . .	184

Middle Carboniferous-Late Permian tectonic stage. <i>N. S. Malich, A. B. Gurevich, V. N. Egorov, S. B. Shishlov</i> . . . . .	187
Late Permian-Triassic tectonic stage. <i>E. V. Tuganova, V. N. Egorov</i> . . . . .	192
Jurassic-Paleogene tectonic cycle. <i>A. M. Zanin, N. S. Malich, E. P. Mironyuk, E. B. Khotina</i> . . . . .	202
Early-Late Jurassic tectonic stage. . . . .	202
Late Jurassic-Early Cretaceous tectonic stage . . . . .	203
Late Cretaceous tectonic stage . . . . .	203
Paleogene tectonic stage . . . . .	204
Neogene-Anthropogen tectonic cycle. <i>E. B. Khotina</i> . . . . .	204
BASIC PALEOHYDROGEOLOGICAL FEATURES OF MAIN STAGES OF TECTONIC DEVELOPMENT. <i>E. A. Baskov, M. A. Chuiko</i> . . . . .	205
GEOCHEMICAL ANALYSIS OF STRUCTURAL PETROLOGICAL COMPLEXES OF THE PLATFORMS. <i>V. S. Pevzner</i> . . . . .	208
<b>MINERAL RESOURCES OF EAST SIBERIA AND PROSPECTS OF THEIR EXPLORATION</b>	
MINERAL RESOURCES . . . . .	217
MINERAL RESOURCES OF THE PLATFORM BASEMENT. . . . .	218
Fuel and power raw materials. <i>S. V. Buzovkin</i> . . . . .	218
Mineral raw materials . . . . .	219
Ferrous metals. <i>E. P. Mironyuk, A. N. Timashkov</i> . . . . .	219
Non-ferrous metals. <i>E. P. Mironyuk, A. N. Timashkov</i> . . . . .	222
Rare metals and rare earth elements. <i>V. V. Perfiliev, E. P. Mironyuk</i> . . . . .	224
Precious metals <i>E. P. Mironyuk, A. P. Ivanov</i> . . . . .	226
Non-metallic minerals. <i>A. N. Timashkov, E. P. Mironyuk</i> . . . . .	226
MINERAL RESOURCES OF THE PLATFORM COVER . . . . .	229
Fuel and power raw materials. . . . .	229
Oil and gas: <i>T. K. Bazhenova, V. B. Archegov, E. A. Bazanov, V. V. Zabaluev</i> . . . . .	229
Coal: Tunguska Basin <i>A. B. Gurevich, G. M. Volkova</i> ; Lena Basin <i>G. A. Ignatiev</i> ; Kansk-Achinsk Basin and Lower Aldan Basin <i>V. M. Vlasov</i> . . . . .	239
Oil shales: <i>V. Ya. Kabankov</i> . . . . .	247
Uranium: <i>G. M. Shor</i> . . . . .	248
Metalliferous ores and minerals . . . . .	251
Ferrous metals. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	251
Non-ferrous metals. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	255
Rare metals and rare earth elements. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	262
Precious metals. <i>E. V. Tuganova, K. N. Malich</i> . . . . .	263
Piezooptic raw materials. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	266
Precious and semi-precious stones. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	267
Chemical raw materials. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	271
Mineral fertilizers. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	272
Other kinds of raw materials; graphite; phlogopite; zeolites. <i>E. V. Tuganova</i> ; potash and abraum salts, rock salt. <i>M. A. Minaeva</i> . . . . .	273
MINERAL RESOURCES OF THE TAIMYR OVERTHRUST SYSTEM. . . . .	276
Fuel and power raw materials. Coal. Taimyr Basin. <i>S. B. Shishlov</i> . Uranium. <i>E. V. Tuganova</i> . . . . .	276
Metalliferous ores and minerals. <i>E. V. Tuganova, N. K. Shanurenko</i> . . . . .	279



Ferrous metals . . . . .	279
Non-ferrous metals . . . . .	279
Precious metals . . . . .	283
Rare metals and rare earth elements . . . . .	285
Other kinds of raw materials. . . . .	286
<b>MINERAL RESOURCES OF THE ENISEI RIDGE OVERTHRUST SYSTEM . . . . .</b>	<b>287</b>
Fuel and power raw materials. <i>S. V. Buzovkin, Yu. M. Shuvalov</i> . . . . .	287
Mineral raw materials. <i>G. I. Kachevskaya, N. V. Nikitin, E. B. Khotina</i> . . . . .	288
Ferrous metals . . . . .	288
Non-ferrous metals . . . . .	290
Rare metals and rare earth elements . . . . .	292
Precious metals . . . . .	293
Mining and technical raw materials: talc, magnesite . . . . .	293
<b>MINERAL RESOURCES OF TECTONO-MAGMATIC ACTIVE STRUCTURES . . . . .</b>	<b>294</b>
Fuel and power raw materials. Coal. <i>V. M. Vlasov</i> , Irkutsk Basin. South Yakutian Basin. Uranium. <i>S. V. Buzovkin</i> . . . . .	294
Mineral raw materials. <i>E. P. Mironyuk, V. V. Perfiliev, A. N. Timashkov, E. B. Khotina</i> . . . . .	300
Ferrous metals . . . . .	300
Non-ferrous metals . . . . .	300
Rare metals and rare earth elements . . . . .	303
Precious metals . . . . .	304
Non-metallic minerals . . . . .	308
<b>METALLOGENIC ZONATION . . . . .</b>	<b>310</b>
Archean metallogenic cycles. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	310
Early Proterozoic metallogenic cycles. <i>E. P. Mironyuk</i> . . . . .	312
Riphean-Phanerozoic metallogenic cycles. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	314
Riphean-Early Vendian metallogenic megacycle. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	317
Riphean metallogenic megastage. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	317
Early Vendian metallogenic stage. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	320
Late Vendian-Early Ordovician metallogenic cycle. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	323
Middle Ordovician-Early Carboniferous (Early Tournaisian) metallogenic cycle. <i>N. S. Malich</i> . . . . .	328
Middle-Late Ordovician metallogenic stage. <i>N. S. Malich, M. V. Mikhailov, E. V. Tuganova</i> . . . . .	328
Early Carboniferous-Triassic metallogenic cycle. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova</i> . . . . .	338
Jurassic-Paleogene metallogenic cycle. <i>A. M. Zanin, N. S. Malich, E. P. Mironyuk, E. B. Khotina</i> . . . . .	344
<b>HYDROGEOCHEMICAL ZONATION OF EAST SIBERIA. <i>E. A. Baskov, M. A. Chuiko</i> . . . . .</b>	<b>349</b>
<b>MAIN ECONOMIC-GEOLOGICAL AREAS EAST SIBERIA. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova, E. P. Mironyuk</i> . . . . .</b>	<b>353</b>
 <b>ENVIRONMENTAL GEOLOGICAL CHARACTERISTIC OF EAST SIBERIA</b> <i>V. S. Pevzner, G. M. Berlyand, S. N. Surikov, M. G. Kharlamov, M. A. Chuiko, L. I. Tikhomirov</i>	
<b>ENVIRONMENTAL FACTORS . . . . .</b>	<b>359</b>
<b>ENVIRONMENTAL-HYDROGEOCHEMICAL FEATURES . . . . .</b>	<b>359</b>
	395

RADIOECOLOGICAL ZONATION . . . . .	361
ENVIRONMENTAL-GEOLOGICAL FEATURES. . . . .	362

**PROTECTED AND SUPPOSED TO BE PROTECTED  
GEOLOGICAL HERITAGE GEOSITES**

*M. S. Vdovets*

CRITERIA FOR DISTINGUISHING GEOLOGICAL HERITAGE GEOSITES (GHG). . . . .	364
1. Paleontological type of GHG. . . . .	365
2. Stratigraphic type . . . . .	367
3. Ore-litho-petrological type . . . . .	368
4. Mineralogical type. . . . .	369
5. Structural-geological type. . . . .	369
6. Cosmogenic type . . . . .	370
7. Geomorphological type . . . . .	370
8. Paleogeographical type . . . . .	370
9. Hydrogeological type . . . . .	371
CONCLUSIONS. <i>N. S. Malich, E. V. Tuganova, E. P. Mironyuk</i> . . . . .	372
REFERENCES . . . . .	380

**Геология и полезные ископаемые России**

**В шести томах**

**Том 3**

**Восточная Сибирь**

Редактор и корректор *Е. И. Ефимова*  
Технический редактор *Д. Г. Воробьева*  
Переводчик *Т. П. Реус*

---

Подписано в печать 03.04.2002. Формат 70 × 100/16. Гарнитура Times New Roman.  
Печать офсетная. Печ. л. 28,75 + 8 вкл. + 13 прил. Уч.-изд. л. 40,5. Тираж 800 экз.  
Заказ № 2770.

---

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)  
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74  
Тел. 328-9047, факс 328-9047



Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 328-9190, факс 321-8153